

INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica N° 79



Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en la región Moquegua

Lima, Perú 2021



INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica N° 79

Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en la región Moquegua

Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico

Equipo de Investigación:

Carlos Benavente Escobar Briant García Fernández Baca Lorena Rosell Guevara Enoch Aguirre Alegre Anderson Palomino

Lima, Perú 2021 INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica N° 79

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2021-02402

Nombre del autor(es). "Esta es una obra colectiva"

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú Primera Edición, INGEMMET 2021 Se terminó de imprimir el 26 de febrero de 2021 en los talleres del INGEMMET

Tiraje: 50

© INGEMMET

Presidenta Ejecutiva: Susana Vilca Achata.

Gerente General: César Rubio Mori.

Comité Editor: Mirian Mamani Huisa, Lionel Fídel Smoll, Yorri Carrasco Pinares.

Dirección encargada del estudio

Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico: Lionel Fídel Smoll.

Unidad encargada de edición

Unidad de Relaciones Institucionales: Yorri Carrasco Pinares.

Revisión Técnica: Jorge Chira Fernández.

Revisor Externo: Iván Santos Paredes.

Corrección gramatical y de estilo: Nelly Córdova Núñez.

Diagramación: Erick Rodríguez Zelada.

Fotografía de la carátula: Raster de índice de superficie real obtenido a partir del Modelo de Elevación Digital de una imagen satelital Pléiades, donde se observa la Falla Purgatorio en la parte central de la imagen, cortando de Este a Oeste o de derecha a izquierda los valles y colinas en el piedemonte de la región Moquegua.

Referencia bibliográfica

Benavente, C.; García, B.; Rosell, L.; Aguirre, E. & Palomino, A. (2021) - Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en la región Moquegua. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica,* 79, 161 p., 1 mapa.

Publicación disponible en libre acceso en el Repositorio Institucional del INGEMMET. La utilización, traducción y creación de obras derivadas de la presente publicación están autorizadas, a condición de que se cite la fuente original ya sea contenida en medio impreso o digital (https://repositorio.ingemmet.gob.pe).

Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen, son de exclusiva responsabilidad del equipo de investigación.

Contenido

RESUMEN			5
ABSTRACT			7
CAPÍTULO Ι			Q
INTROD			9 g
1.1	UBICAC	IÓN	9
1.2	OBJETI	/OS	
1.3	ANTECE	DENTES	
1.4	METOD	OLOGÍA	
	1.4.1	Gabinete I	
	1.4.2	Сатро	12
	1.4.3	Gabinete II	13
1.5	OTRAS	CARACTERÍSTICAS	13
	1.5.1	Clima	13
	1.5.2	Relieve topográfico	13
	1.5.3	Hidrografía	13
	1.5.4	Biodiversidad	13
	1.5.5	Actividades económicas	14
CAPÍTULO II	I		15
MARCO	GEOLÓO	GICO DE LA REGIÓN MOQUEGUA	
2.1	ESTRAT	IGRAFÍA	15
	2.1.1	Precámbrico	15
	2.1.2	Paleozoico	15
	2.1.3	Mesozoico	15
	2.1.4	Cenozoico	16
	2.1.5	Depósitos cuaternarios	16
	2.1.6	Rocas ígneas	19
2.2	ASPECT	OS TECTÓNICOS	19
	2.2.1	Evolución tectono-sedimentaria de la Cordillera de la Costa	19
	2.2.2	Evolución de la cuenca Arequipa e inicio de la tectónica andina	23
	2.2.3	Evolución del arco magmático o Cordillera Occidental	24
	2.2.4	Evolución de las cuencas sinorogénicas cenozoicas	24
CAPÍTULO ΙΙ			25
NEOTEC	CTÓNICA	, TECTÓNICA ACTIVA Y PALEOSISMOLOGÍA	
3.1	INTROD		25
3.2	METOD	OLOGÍA DE ESTUDIO	25
	3.2.1	Análisis de imágenes obtenidas por sensores remotos	25
	3.2.2	Análisis morfológico de escarpes de fallas	26
	3.2.3	Geología estructural y microtectónica	28
	3.2.4	Geofísica aplicada: Tomografía eléctrica	29
3.3	SISTEM	A DE FALLAS CUATERNARIAS Y ACTIVAS EN LA REGIÓN MOQUEGUA	30
	3.3.1	Cordillera de la Costa	30
	3.3.2	Piedemonte de la Cordillera Occidental	48
	3.3.3	Cordillera Occidental	56
	3.3.4	Altiplano	62

CAPÍTULO I	V	71
REGIST	RO DE SISMICIDAD EN CUENCAS CUATERNARIAS	71
4.1	INTRODUCCIÓN	71
4.2	MARCO TEÓRICO	71
	4.2.1 Estructuras sedimentarias de deformación en suelos blandos y su relación con los sismos	71
	4.2.2 Distribución espacial de la intensidad utilizando SSDS desencadenados por sismos	80
	4.2.3 Elementos arquitecturales en el análisis estratigráfico	81
4.3	DEPÓSITOS LACUSTRES EN LA CUENCA DEL RÍO TAMBO	82
	4.3.1 Introducción	82
	4.3.2 Sedimentología de los depósitos lacustres en la cuenca del río Tambo	82
	4.3.3 Análisis sedimentológico	
	4.3.4 Analisis paleosismologico	110
CAPÍTULO V	l	117
EVOLU	CIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA VERTIENTE PACÍFICA E INFLUENCIAS NEOTECTÓNICAS	117
5.1	INTRODUCCIÓN	117
5.2	MARCO TEÓRICO	117
	5.2.1 Parámetros e índices geomorfológicos	121
5.3	METODOLOGÍA	
5.4	CARACTERÍSTICAS Y PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS	
	5.4.1 Cuenca Tambo	
	5.4.2 Cuenca Honda	126
	5.4.3 Cuenca Ilo-Moquegua	128
5.5	EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA POR INFLUENCIA NEOTECTÓNICA	131
CAPÍTULO	Л	133
ESTUDI	OS DE NEOTECTÓNICA Y SU IMPLICANCIA EN EL ORDENAMIENTO TERRITORIAL	
6.1	IN I RODUCCION	
6.2	ORDENAMIENTO TERRITORIAL Y GESTION DE RIESGO	133
6.3	MAPAS DE RIESGO POR SISMO PARA LA REGIÓN MOQUEGUA	136
	6.3.1 Transporte	138
	6.3.2 Red energética	
	6.3.3 Mineria	139
6.4	RIESGO POR MOVIMIENTOS EN MASA DETONADOS POR SISMO	140
6.5	RIESGO POR LICUEFACCIÓN DE SUELOS Y/O ASENTAMIENTOS DETONADOS POR SISMO	140
CONCLUSIC	NES	143
REFERENC	AS BIBLIOGRÁFICAS	145
RELACIÓN I	DE MAPAS E ILUSTRACIONES	155

RESUMEN

Históricamente la región Moquegua ha sido afectada por distintos peligros geológicos, movimientos en masa, actividad volcánica y sismos. Estos desastres de origen natural dejaron como resultado la destrucción de infraestructura pública y privada y, en algunos casos, pérdidas humanas. Los terremotos en su mayoría son generados en la zona de subducción; sin embargo, en la región también han ocurrido sismos relacionados a fallas geológicas activas. Estas estructuras se encuentran dentro del continente y son capaces de generar sismos de grandes magnitudes con epicentros superficiales.

La disciplina que estudia las deformaciones de la corteza terrestre más recientes, la evolución geodinámica y su relación con el peligro sísmico se denomina neotectónica. El presente trabajo usa la neotectónica para poner en evidencia la presencia de fallas activas capaces de generar terremotos que afecten el desarrollo socio-económico de la región. Se considera que las fallas activas son estructuras que se reactivaron en los últimos 10 mil años; de igual forma, estas estructuras son las que tienen mayor posibilidad de generar sismos en el futuro. Por lo tanto, conocer el comportamiento de estas fallas es relevante para la Gestión del Riesgo de Desastres en la región.

Las unidades geológicas que se observan en la región Moquegua están representadas por rocas metamórficas del basamento Pre-Cámbrico, rocas metamórficas del Paleozoico, rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico, rocas volcánicas y sedimentarias del Cenozoico (principalmente en la zona más alta), depósitos volcánicos de los volcanes activos (Huaynaputina, Ubinas, entre otros) y depósitos fluviales, marinos, aluviales, etc. Morfológicamente, la margen occidental de los Andes centrales albergan fallas activas en su cordillera, pampas costeras, piedemonte, arco volcánico y altiplano. Para la realización del presente trabajo se desarrollaron etapas de trabajos en campo y gabinete. Resultado de estos trabajos es la identificación de 24 fallas activas de las cuales las fallas Chololo, Incapuquio, Ichuña, Pasto Grande y Tambo son las principales. Estas estructuras tienen como dirección NO-SE; sus escarpas representan la ocurrencia de repetidos eventos sísmicos en los últimos miles de años, sismos que pudieron ser de 6 grados de magnitud a más. De igual forma las evidencias recolectadas en campo muestran efectos cosismicos como grandes deslizamientos de masa, los cuales a su vez generaron el represamiento de valles y la formación de paleo lagunas como los identificados en la parte media del Valle del Río Tambo.

Nuestros análisis basados en herramientas como la neotectónica, morfotectónica y paleosismología nos permitieron caracterizar el potencial sísmico de cada estructura. Con esta información generamos mapas de aceleraciones sísmicas para conocer el peligro sísmico o el escenario máximo posible ante la reactivación de una de las fallas activas, así mismo la ocurrencia de procesos asociados como licuación de suelos o movimientos en masa. Además, se elaboraron mapas de riesgo sísmico ante un escenario de reactivación de las fallas activas; estos mapas consideran la ubicación de los elementos expuestos como ciudades, infraestructura, obras de gran envergadura, vías de comunicación, etc.

Toda esta información es considerada de relevante importancia para la mejora de los Planes de Ordenamiento Territorial de la región; de igual forma es información que debe usarse en la toma de decisiones de las autoridades locales, regionales y nacionales para temas prevención en el marco de la Gestión del Riesgo de Desastres.

ABSTRACT

Moquegua has historically been affected by different geological hazards, mass movements, volcanic activity, and earthquakes. These natural disasters resulted in the destruction of public and private infrastructure and in some cases, human losses. Thus, most of the earthquakes are generated in the subduction zone, however, earthquakes related to active geological faults have also occurred in the region, these structures are located within the continent and can generate earthquakes of great magnitude with shallow epicenters.

Neotectonics is defined as the discipline that studies the most recent earth's crust deformations, geodynamic evolution and its relationship with seismic danger. This bulletin uses neotectonics in order to highlight the presence of active faults capable of generating earthquakes that affect the socio-economic development. Active faults are structures that were reactivated in the last 10,000 years; in the same way, these structures are the ones with the greatest possibility of generating earthquakes in the future. Therefore, the fact to know the faults behavior is relevant for Disaster Risk Management in the region.

Geological units observed in Moquegua region are represented by metamorphic rocks of the Pre-Cambrian basement, Paleozoic metamorphic rocks, Mesozoic sedimentary and volcanic rocks, Cenozoic volcanic and sedimentary rocks (mainly in the higher zone), recent volcanic deposits (Huaynaputina, Ubinas, etc.) and other fluvial, marine, alluvial deposits, etc. Morphologically, the western margin of the central Andes presents active faults in its mountain range, coastal pampas, foothills, volcanic arc and high plateau. In order to carry out this work, stages of field and office work were developed. The result of these works is the identification of 24 active faults of which Chololo, Incapuquio, Ichuña, Pasto Grande and Tambo faults are the main ones. These structures have a NW-SE direction, their scarps represent the occurrence of repeated seismic events in the last thousands of years, earthquakes that could be 6 degrees of magnitude or more. Likewise, the evidence collected in the field shows co-seismic effects such as large mass landslides, which in turn generated the damming of valleys and the formation of paleo lagoons such as those identified in Tambo River Valley middle part.

Our analyzes, based on tools such as neotectonics, morphotectonics and paleoseismology, allowed us to characterize the seismic potential of each structure. With this information, we generate maps of seismic accelerations to know seismic hazard or the maximum possible scenario in the face of the reactivation of one of the active faults, as well as the occurrence of associated processes such as soil liquefaction or mass movements. In addition, maps of seismic risk were prepared in the face of a scenario of active faults reactivation. These maps consider the location of the exposed elements (cities, infrastructure, largescale works, communication routes, etc.).

All this information is considered of relevant importance for the improvement of the region Land Management Plans, in the same way it is information that should be used in the decision-making of local, regional and national authorities for prevention issues within the framework of the Disaster Risk Management.

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

El INGEMMET viene realizando estudios de neotectónica, los cuales tienen por finalidad contribuir al conocimiento de la evolución geodinámica reciente de la cadena andina, establecer áreas tectónicamente activas y su relación con el peligro sísmico.

El Perú está ubicado en el borde del margen continental activo; esto debido al proceso de la subducción, donde la placa oceánica se introduce por debajo de la placa continental (placa sudamericana), dando lugar a la actividad tectónica y consecuente sismicidad. Existen dos tipos de sismo:

- a) Los sismos interplaca se ubican en los límites entre placas tectónicas y pueden generar sismos de magnitud mayor a 8 M_w (Lima, 1746; Japón, 2011).
- b) Los sismos intraplaca se producen dentro del continente y su ocurrencia se debe a la reactivación de fallas geológicas; se originan cerca de la superficie (<30 km) y por esta razón el impacto es severo.

Dentro del contexto sismotectónico andino se considera que las estructuras geológicas con antecedentes sísmicos durante el Cuaternario (<2.5 millones de años) son las que concentran mayores posibilidades de generar movimientos sísmicos futuros. Este intervalo, sin duda, comprende varias veces los períodos de recurrencia de las estructuras con potencial sismogénico. En consecuencia, el conocimiento de estas estructuras es relevante para una correcta tipificación del potencial sísmico de una región.

Existe amplio consenso en la comunidad científica, sobre la base de datos empíricos, de que los terremotos de magnitud mayor a 6.50 M_{w} e hipocentros de profundidad menor a 30 km producen comúnmente deformaciones en la superficie topográfica (Slemmons, 1977a; Wallace, 2013; Bonilla, 1988; McCalpin,

1996; Wells y Coppersmith, 1994; Yeats *et al.*, 1997). Estas deformaciones resultan evidencias que pueden preservarse en la morfología del terreno, también en el arreglo y composición de los materiales aledaños a la zona de deformación.

De tal forma, el presente trabajo constituye un estudio integral, en el que se toma como base los análisis geomorfológicos, estratigráficos y de geología estructural; además, se utilizan diversas herramientas como la geofísica y sensores remotos, que en conjunto sirve para proponer la evolución geodinámica reciente en la región; asimismo, se pone en evidencia la actividad tectónica cuaternaria y activa. Finalmente, se propone una metodología para la evaluación de la peligrosidad de los movimientos en masa y de los procesos de licuefacción de suelos detonados por sismos a partir de la caracterización estructural de las fallas activas.

1.1 UBICACIÓN

La región Moquegua está ubicada en el sur del territorio peruano; limita por el este con los departamentos de Puno y Tacna, por el norte con Arequipa y Puno, por el sur con Tacna y por el oeste con el océano Pacífico (figura 1.1). Sus puntos extremos se encuentran entre las coordenadas geográficas 15°58'8" y 17°49'9" latitud sur, y 71°28'29" y 69°59'4" longitud oeste.

La extensión total de la región Moquegua es de 15 734 km², cuenta con una población de 161 533 habitantes (tabla 1.1) y su densidad poblacional es de 10.3 hab/km² (Fuente: INEI, 2017). Políticamente está conformada por 3 provincias: Mariscal Nieto, General Sánchez Cerro e Ilo, y cuenta con 20 distritos. Las ciudades más importantes son Ilo, Moquegua y Omate.

Tabla 1.1							
Población	Región	Мос	lueg	ua			

Desién	Población		Tatal	
Region	Hombres	Mujeres	Iotai	
Moquegua	82 887	78 646	161 533	

La altitud de la región Moquegua se encuentra entre 0 y 5672 m s. n. m. Presenta diferentes paisajes naturales, cañones, quebradas, ríos y valles; entre ellos, el valle del río Tambo es considerado el más importante de la región.

1.2 OBJETIVOS

Los objetivos principales del estudio son los siguientes:

- a) Realizar estudios de neotectónica con la finalidad de identificar y estudiar evidencias de tectónica cuaternaria y activa, así como evidencias de paleosismicidad mediante técnicas multidisciplinarias, incluyendo geología estructural, geomorfología, estratigrafía y sedimentología. Esta información permite estimar con precisión la variable de recurrencia y tamaño de eventos prehistóricos y, por lo tanto, permite reconstruir el registro sísmico pasado.
- b) Determinar la peligrosidad por movimientos en masa, procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos inducidos por sismos a escala regional con la finalidad de identificar áreas con fenómenos naturales potencialmente dañinos para la sociedad, así como tener una idea de la probabilidad de ocurrencia de dichos fenómenos frente a distintos escenarios.
- c) Contribuir al conocimiento de la evolución geodinámica reciente de los Andes peruanos.

En consecuencia, el estudio de la neotectónica aporta datos sobre deformaciones prehistóricas, principalmente de fallas consideradas sismogénicas y de los efectos inducidos por la sismicidad, los cuales son vitales para la caracterización de la amenaza sísmica y para el ordenamiento territorial de una región.



Figura 1.1 Mapa de ubicación del departamento de Moquegua.

1.3 ANTECEDENTES

La evolución de los estudios neotectónicos en el Perú se remonta al año 1982 con los trabajos realizados por Sébrier y otros investigadores, quienes realizaron el primer mapa neotectónico del Perú; a partir de esa fecha y hasta la actualidad, el mapa neotectónico tuvo muchas modificaciones y mejoras de acuerdo con el tipo de estudio y a la escala del trabajo; en esta parte se hace una breve descripción de la evolución del mapa neotectónico en el Perú.

En 1982, sobre la base del Mapa Geológico del Perú, 1:1 000 000 (INGEMMET, 1978), y el Mapa Tectónico del Perú a escala 1:2 000 000 (INGEMMET, 1981), se trazó el primer Mapa Neotectónico del Perú 1:2 000 000. Estos trabajos fueron realizados por Sébrier *et al.* (1982), en el marco del proyecto Sismicidad y Riesgos Sísmicos de la Región Andina (SISRA), siendo promovido por el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS).

Leureyro *et al.* (1991) trabajaron en la actualización del mapa de 1982, incluyendo información generada durante las investigaciones efectuadas para las tesis doctorales de (Blanc y Orient Mercier, 1984; Huamán *et al.*, 1993; Macharé, 1987; Cabrera, 1988; Bonnot y Sébrier, 1985). Adicionalmente, se integró la información de neotectónica costera, contribución de Ortlieb y Macharé (1990), así como información de la Amazonía, producida por Dumont (1989) y Dumont *et al.* (1991).

En el 2003, como parte del proyecto "Major Active Faults of the World" del International Lithosphere Program, se tuvo como resultado un mapa con localización digital a escala de publicación 1:5 000 000, cuyo procesamiento de datos se realizó en ARC INFO en las oficinas del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

Entre los años 2006 y 2007, el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) estableció el estudio de fallas activas como una nueva actividad institucional. Desde entonces nuestro trabajo se viene plasmando en tesis, artículos geocientíficos, boletines e informes.

El 2009 se presentó una nueva versión del Mapa Neotectónico del Perú a escala 1:2 000 000, mapa con cartografía nueva y precisa, en el cual se ubicaron las fallas en un Sistema de Información Geográfica (GIS). Asimismo, se compiló la información generada por terceros y se agregó nueva información generada durante los trabajos de campo y gabinete por los miembros del equipo. Este mapa forma parte de la contribución al Proyecto de Neotectónica del Proyecto Multinacional Andino-Geociencias para las Comunidades Andinas (PMA-GCA).

Desde el año 2010 se inició la actualización del Mapa Neotectónico del Perú; se planteó trabajar por regiones para mejorar el detalle del trabajo. El año 2013 se presentó el Mapa Neotectónico de la región Cusco a una escala 1:500 000; posteriormente, en el año 2017, se publicó el Mapa Neotectónico de la región Arequipa a escala 1:400 000.

En el siguiente trabajo presentamos el Mapa Neotectónico de la región Moquegua a escala 1:225 000; el cartografiado de las estructuras cuaternarias se realizaron en bases topográficas a escala 1:25 000 y 1:10 000, utilizando imágenes satelitales con resoluciones de 30 m/px, 10 m/px y 5 m/px.

1.4 METODOLOGÍA

La metodología empleada en el presente estudio consta de tres etapas de trabajo y se distribuyen de la siguiente forma:

1.4.1 Gabinete I

Los trabajos de gabinete o preliminares consistieron en:

- Recopilación y evaluación de información bibliográfica.
- Recopilación de información cartográfica (mapas topográficos a escala 1:50 000, 1:25 000 y 1:10 000), fotografías aéreas e imágenes satelitales.
- Generación de la cartografía básica, delimitando el área de estudio.
- Análisis y fotointerpretación de estructuras por medio de fotografías aéreas e imágenes satelitales.
- Generación de mapas preliminares para su respectiva comprobación en campo.

1.4.2 Campo

Los trabajos de campo se efectuaron en diferentes etapas; en dichas salidas se realizaron las siguientes actividades:

- Cartografiado geológico-estructural en mapas topográficos a escala 1:25 000 y 1:10 000 con énfasis en los depósitos cuaternarios, llegando a reconocer depósitos de flujos de detritos (aluviones o huaicos), depósitos fluviales, fluvioglaciares y glaciares.
- Identificamos fallas que afectan depósitos recientes, en estos puntos realizamos análisis morfoestructurales, con énfasis en la medición de estrías en planos de fallas.
- Realizamos trincheras paleosismológicas transversales a las fallas, con la finalidad de identificar paleosismos.
- Medimos columnas estratigráficas en depósitos sedimentarios de origen lacustre ubicados en la parte media del valle del río Tambo, principalmente en los sectores de Pampa San Lorenzo, Quinistaquillas y Gentilar, con la finalidad de identificar niveles deformados por sismos en las secuencias sedimentarias.

- En la zona de estudio se analizó la relación de la tectónica reciente y su morfología (análisis morfotectónico). Para ello utilizamos imágenes ASTER (1:50 000 a 1:15 000), LANDSAT (1:50 000), PLEIADES (1:5 000) y fotografías aéreas (1:25 000). Así como también se utilizó la carta geológica elaborada por el INGEMMET a escala 1:50 000.
- Empleo de métodos Geofísicos Tomografía eléctrica – transversales a las fallas para observar la falla en profundidad.

1.4.3 Gabinete II

Los trabajos en gabinete II, o también llamados trabajos finales, consistieron en:

- Procesamiento y análisis de datos obtenidos en campo.
- Digitalización de columnas estratigráficas e interpretación de ellas.
- Digitalización y composición de mapas temáticos finales de factores: estructural, litológico, geomorfológico, de pendientes, cobertura vegetal y uso de suelo.
- Integración de mapas temáticos y análisis de susceptibilidad, elaboración de mapas de susceptibilidad por movimientos en masa, y procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos.
- Elaboración de mapas de peligrosidad, utilizando como factor detonante los sismos máximos posibles que las fallas pueden generar y tomando en cuenta la aceleración sísmica y su atenuación respecto de la distancia epicentral.
- Elaboración de cuadros, figuras, selección de fotografías ilustrativas y redacción del informe final.

1.5 OTRAS CARACTERÍSTICAS

1.5.1 Clima

El clima del departamento es templado y seco en la zona de la costa; se caracteriza por ser uniforme durante el año, la temperatura promedio varía entre 14°C (agosto) y 25°C (febrero).

En la zona de la sierra el clima es templado en los valles interandinos, en las punas el clima es frío glacial y la temperatura puede descender a varios grados bajo cero durante las noches.

Las lluvias son escasas en la costa y en las partes bajas de la región andina, lo que determina un ambiente desértico; en las partes altas las precipitaciones no pasan de los 500 mm anuales.

1.5.2 Relieve topográfico

Por la presencia de la cordillera Occidental de los Andes, Moquegua presenta características especiales para la costa y la sierra.

La costa se caracteriza por ser una franja estrecha entre los Andes y el mar, cuyos rasgos característicos son las dunas y los médanos, las pampas y las lomas limitadas por valles por los que descienden las aguas turbulentas de los ríos.

La sierra de Moquegua es muy accidentada, conformada por suaves y empinadas laderas, elevaciones de diversa altura como nevados y volcanes que llegan a los 5672 m s. n. m., cañones, valles y planicies aptas para la actividad agropecuaria.

Fenómenos geográficos:

- Valles: Tambo, Moquegua, Samegua, Torata, Omate e Ilo.
- Pampas: Clemesí, San Antonio.
- Cañones: Tambo
- Puntas: Coles
- Islas: Coles
- Volcanes: Ubinas (5672m), Ticsani (5408 m) y Huaynaputina (4850 m).
- Pisos altitudinales: Costa, Yunga marítima, Quechua, Suni, Puna, Janca.

1.5.3 Hidrografía

Desde el punto de vista hidrográfico, los ríos que drenan su territorio pertenecen en su totalidad a la Cuenca del Pacífico; sin embargo, se pueden considerar tres cuencas principales:

- Cuenca del río Tambo
- Cuenca del río Osmore o Moquegua
- Cuenca del río Honda

1.5.4 Biodiversidad

Moquegua presenta ecosistemas únicos, considerados ecosistemas frágiles con especies de flora y fauna endémica y/o en peligro de extinción (Gutiérrez, 2013).

Según la clasificación del Centro de Datos para la Conservación de la Universidad Nacional Agraria La Molina, basado en Udvardy (1975), en Moquegua confluyen siete provincias biogeográficas: Andes Meridionales Subtropicales, Puna Subtropical, Puna Templado Cálido, Andes Meridionales, Templado Cálido, Desierto pacífico Templado Cálido y Desierto Pacífico Subtropical.

Después de la creación del SIRECOM en el año 2012, se han podido identificar diez sitios prioritarios para la conservación en Moquegua, los cuales han sido declarados de interés público regional mediante la Ordenanza Regional 029-2012-CR/GRM (14 diciembre 2012); estos son los siguientes:

- Cerro Blanco
- Valle del Alto Tambo
- Humedales de Pasto Grande Chilota
- Qeñoal de Torata
- Lomas de Huacaluna
- Humedales de Ichuña
- Arenales Altoandinos
- Valle de Ticssani
- Qeñoal de Muylaque
- Lomas de Amoquinto

1.5.5 Actividades económicas

Las actividades económicas desarrolladas en Moquegua son la agricultura, la ganadería, la pesca, la minería, la industria y el comercio. La actividad que genera mayores ingresos a la región es la minería; sus centros mineros más importantes son Cuajone, Los Calatos y Quellaveco. Sus riquezas minerales están basadas en la presencia del cobre, que genera grandes divisas

para el país y para la región. En cuanto a la agricultura, esta actividad es practicada en los valles de la costa, principalmente en los valles de Omate, Moquegua y Samegua; es desarrollada y tecnificada, generando la exportación de sus olivos, paltas, limones, uvas, limas y damascos. El ganado vacuno, ovino y lanar representan una importante actividad en zonas rurales, principalmente de la sierra.

Al ser Moquegua una región con costa y teniendo uno de los puertos más importantes del país, la pesca es una de actividad de gran importancia, cuyo objetivo es la elaboración de aceite y harina de pescado. Esta actividad está desarrollada también desde el punto de vista industrial, la cual se ve reflejada en la fábrica de harina y aceite de pescado más grande del país. De igual manera, desde el punto de vista industrial y de comercio, Moquegua consta de varias empresas enfocadas en la producción de vinos, piscos, aguardientes, enlatados de frutas, entre otros, para su consumo local, nacional y del extranjero. Finalmente, el sistema aduanero del puerto de llo y la captación de aranceles mediante CETICOS-ILO recaudan importantes ingresos económicos como parte del aporte al erario nacional.

14

CAPÍTULO II MARCO GEOLÓGICO DE LA REGIÓN MOQUEGUA

2.1 ESTRATIGRAFÍA

Las unidades litoestratigráficas en la región Moquegua están comprendidas entre el Proterozoico y el Cuaternario (figura 2.1). Según la Carta Geológica Nacional del INGEMMET a escala 1:100 000, el departamento de Moquegua está cubierto por 11 cuadrángulos, de los cuales 8 fueron actualizados a escala 1:50 000 (Hojas de Pichacani, Omate, Huaitire, Characato, Moquegua, Tarata, Puquina e Ichuña). A continuación, se desarrollará una síntesis estratigráfica.

2.1.1 Precámbrico

El basamento cristalino proterozoico de la región Moquegua está constituido por gneises, migmatitas, pegmatitas, esquistos y dioritas. Este conjunto de rocas fue denominado Complejo Basal de la Costa por Bellido y Narváez (1960), datado entre $1861 \pm 32Ma$ y 946Ma por Casquet *et al.* (2010).

2.1.2 Paleozoico

La única unidad paleozoica de la región se registra entre el litoral y la planicie costera (figura 2.1). Esta se trata de la Formación

Cabanillas, del Devónico, edad obtenida por su contenido fósil. Dicha unidad está constituida en su mayoría por calizas, conglomerados, areniscas y lutitas (Newell, 1945).

2.1.3 Mesozoico

El registro litológico del Mesozoico en la región Moquegua muestra importante sedimentación Jurásica y Cretácica, unidades litoestratigráficas de la cuenca Arequipa. Las rocas de la cuenca Arequipa afloran en Cordillera Occidental y el Altiplano, y está interestratificada con las rocas volcano-sedimentarias de la Formación Chocolate de posible edad Permo-Jurásica, las calizas de la Formación Socosani (Jurásico) y las secuencias sedimentarias del grupo Yura (Jurásico-Cretácico inferior) (fotografía 2.1). De igual manera, las rocas cretácicas están representadas por lutitas y areniscas de la Formación Murco (Cretácico inferior) y las secuencias volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Matalaque y Toquepala (Cretácico superior-Paleógeno).



Fotografía 2.1 Afloramiento de lutitas y areniscas gris oscuras de la Formación Cachíos. En Pampa San Lorenzo, estas unidades litoestratigráficas se encuentran deformadas.

2.1.4 Cenozoico

A diferencia del Paleozoico y Mesozoico, la distribución de las unidades litoestratigráficas cenozoicas en la región Moquegua es más amplia; esto se debe a la migración del arco volcánico y su influencia en la formación de cuencas de antearco, trasarco e intraarco.

Las unidades litológicas que se encuentran en el inicio del Cenozoico están representadas por los conglomerados de la Formación Pichu, la cual se registra en las cuencas intraarco y parte del Altiplano de los Andes. De forma coetánea, en el antearco, se observan las secuencias volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Toquepala; posteriormente, a manera de una secuencia aislada, se registró los sedimentos clásticos de la Formación Jahuay de edad eocena (García, 1978).

Las secuencias sedimentarias de la Formación Moquegua (Oligoceno-Mioceno tardío) de medios continentales lacustrinos se registran actualmente en la planicie costera, entre el piedemonte y la Cordillera de la Costa (fotografía 2.2).

Fotografía 2.2 Vista hacia el sur de los conglomerados de la Formación Moquegua. Se observa que estos conglomerados rellenan depresiones y tienen espesores considerables (~500 m). Sobreyaciendo a los conglomerados, afloran las areniscas y limoarcillitas de la Formación Millo con coloraciones más claras. Tanto la Formación Moquegua y Millo están deformadas; esta deformación se asocia a la actividad del Sistema de Fallas Incapuquio

A partir del Eoceno se inician los eventos volcánicos que son constantes hasta la actualidad. Estos depósitos volcánicos son agrupados según la relación con el centro o complejo volcánico de origen, así como el tipo de actividad volcánica que representa. Se sabe que el arco magmático migró durante el Cenozoico (Mamani *et al.*, 2010); esto debido al cambio del ángulo de subducción de la placa de Nazca, lo que originó actividad volcánica entre las cordilleras Oriental y Occidental. Las unidades estratigráficas que agrupan los depósitos volcánicos cenozoicos son representadas por las unidades Tacaza (Paleogeno), Huaylillas (Mioceno inferior), Maure (Mioceno), Sillapaca (Mioceno) y Barroso (Mioceno-Pliocuaternario). El constante aporte volcánico en el sur del Perú

durante el Cenozoico permitió formar otras unidades volcanosedimentarias, tales como las formaciones Vizcachas y Llallahui (Mioceno) y las formaciones Sencca y Capillune (Plioceno).

2.1.5 Depósitos cuaternarios

2.1.5.1 Depósitos morrénicos

Estos depósitos cubren áreas extensas, ubicadas por lo general en los alrededores de glaciares actuales o antiguos. Es característico de estos materiales su falta de estratificación, la presencia de clastos, y bloques de tamaño y forma heterogénea envueltos en una matriz arenolimosa. Morfológicamente, estos se presentan formando lomadas alargadas en las laderas de los nevados o glaciares.

En la región Moquegua es muy común encontrar estos depósitos en los alrededores de los nevados de Coalaque e Hipocapac.

2.1.5.2 Depósitos fluvioglaciares

Son materiales procedentes de la fusión de los glaciares y la erosión de las morrenas. Estos materiales son redepositados a lo largo de las amplias quebradas y valles que inician en zonas glaciares, actuando de la misma forma que los depósitos fluviales o aluviales. Estos están compuestos por gravas y arenas, con clastos y granos subredondeados, envueltos en una matriz arenolimosa; además, presentan lentes de gravas y/o arenas.

En la región Moquegua se identificó una zona donde estos depósitos se encuentran deformados, producto de la actividad de la falla activa Coralaque, la cual provocó entre otros el cambio del drenaje en la zona (Capítulo III).

2.1.5.3 Depósitos lacustres

Son sedimentos de grano fino, predominando los limos y las arcillas. El contenido de materia orgánica puede ser muy alto,

sobre todo en zonas pantanosas. Por lo general, presentan estructuras laminadas en niveles muy finos. En condiciones de agua salada se forman precipitados de sales.

Las principales propiedades están en relación con su alto contenido en materia orgánica, siendo en general suelos muy blandos. También se pueden encontrar arcillas asociadas a estos suelos. A lo largo del río Tambo afloran depósitos lacustres, asociados principalmente al represamiento del río, debido a avalanchas volcánicas y actividad tectovolcánica en general.

Los depósitos lacustres tienen entre 10 y 40 m de espesor. Las mayores extensiones se ubican entre las localidades de Quinistaquillas y Omate (fotografía 2.3). Estas secuencias lacustres se caracterizan por presentar una gran cantidad de estructuras sedimentarias deformadas. A diferencia de los depósitos del valle del Colca en Arequipa, estos tienen mayores dimensiones y se presentan en intervalos más cortos. Las estructuras sedimentarias deformadas se pueden correlacionar bien a lo largo de la cuenca, lo que permite sugerir que su origen está relacionado con sismos superficiales producto de las reactivaciones de fallas geológicas activas.

Fotografía 2.3 Depósitos lacustres del sector de Pampa San Lorenzo. Los depósitos lacustres están encajados en rocas jurásicas y su formación está relacionada al represamiento del río Tambo

2.1.5.4 Depósitos marinos

A lo largo de la faja litoral afloran terrazas marinas, las cuales reposan sobre la superficie de abrasión de las rocas del Complejo Basal principalmente. Estas terrazas se describen como capas horizontales de gravas, con clastos bien redondeados en matriz areno-arcillosa, arenas conglomerádicas y bancos de conchas, en algunos casos fracturadas. El espesor de estos depósitos puede variar entre capas centimétricas a métricas.

Las terrazas marinas que se ubican en llo son terrazas escalonadas. Ortlieb *et al.* (1996) indica que la terraza de la Pampa de Palo contiene un registro relativamente importarte (espesor) de sedimentos marinos someros, costeros y de lagunas apilados verticalmente y diferentes de las otras terrazas de llo (figura 2.4), sugiriendo un comportamiento geodinámico diferente. Luego de varios estudios multidisciplinarios, concluye que la terraza de la Pampa de Palo está controlada por un bloque de falla que se movió independientemente del resto de la costa del Perú durante el Pleistoceno medio (~220 ka) y a comienzos del Pleistoceno superior (~120 ka).

Fotografía 2.4 Terraza más reciente ubicada al sur de llo.

2.1.5.5 Depósitos volcánicos

Se refiere al material producido a partir de la actividad volcánica reciente. Además, estos materiales son producto de la erosión y el transporte de material volcánico emplazado a lo largo de la cordillera Occidental, ya que el material volcánico está compuesto por minerales que son altamente inestables y fácilmente alterables. Es así como estos se pueden presentar como materiales de variados colores, cubriendo centros volcánicos preexistentes y llanuras aledañas.

En la región Moquegua se han identificado tres volcanes activos o con actividad reciente, Ubinas, Ticsani y Huaynaputina. Los volcanes Ticsani y Ubinas han tenido actividad en los últimos miles de años, en especial este último que ha mostrado actividad en la última década. Al igual que estos, el volcán Huaynaputina y su última erupción en el año 1600 dejó importantes depósitos de cenizas con varios metros de espesor en algunas zonas de la región (de Silva y Zielinski, 1998).

Durante los trabajos en campo hemos observado que las cenizas del volcán Huaynaputina se encuentran deformadas, especialmente en la zona de quebrada Honda al sur del valle de Moquegua, debido a la reactivación de la Falla Purgatorio (post-1600) (Capítulo III).

2.1.5.6 Depósitos coluviales

Estos depósitos se encuentran al pie de los cerros y laderas formando en muchos casos conos. Están compuestos de

material inconsolidado, con clastos y bloques heterométricos, angulosos y subangulosos, envueltos en una matriz arenolimosa o algunas veces sin ella.

El material de los deslizamientos o derrumbes son parte de los depósitos coluviales. Estos pueden ser desencadenados principalmente por factores climáticos; sin embargo, factores tectónicos como los sismos o terremotos también pueden ocasionar el colapso de estos. En la región Moquegua, se tiene el registro de tres grandes movimientos en masa que están relacionados a grandes sismos, lo que causó el represamiento del río Tambo en distintas épocas, generando así grandes lagos en la zona (Capítulo IV).

2.1.5.7 Depósitos aluviales

Corresponden a depósitos constituidos por gravas y bloques subangulosos a subredondeados en una matriz limoarenosa. Por lo general, estos depósitos se forman por el transporte de material a través de las quebradas, depositándose en las márgenes de los ríos para posteriormente ser retransportados a zonas más distales.

En los trabajos de campo se ha observado que las fallas activas Cerro Tres Cruces, El Abra y Cordilleras (Capítulo III) han producido la deformación de estos depósitos en los últimos miles de años. Los cambios bruscos de la dirección de los drenajes son principales evidencias de estas deformaciones.

2.1.5.8 Depósitos palustres

Estos depósitos se encuentran rellenando pequeñas o grandes depresiones y altiplanicies, muchos de ellos tienen su origen en lagunas o cursos fluviales abandonados. Están conformados por arenas y arcillas con abundante materia orgánica.

De la misma forma, el movimiento de las fallas genera pequeñas depresiones en el suelo deformado, en el *hangingwall*, principalmente; estas pequeñas cuencas por su poca profundidad son capaces únicamente de albergar material palustre (vegetación y agua proveniente de cursos de agua, precipitaciones o nieve) (Alden, 2017). Estas geoformas son denominadas como *sag ponds* o lagunas de falla por su traducción del inglés (Diederix *et al.*, 2006).

Los depósitos palustres emplazados en *sag ponds* se registraron, por ejemplo, en varias zonas de la falla Ticsani (Capítulo III); sin embargo, muchas otras fallas de la región presentan estas geoformas, especialmente si se encuentran en las zonas de la cordillera o el altiplano.

2.1.5.9 Depósitos fluviales

Son depósitos evidenciados únicamente en los lechos y bordes de los ríos. Están constituidos por clastos de grava redondeados a subredondeados envueltos en una matriz arenosa en su lecho. Además, presentan limos y arcillas en sus bordes o llanuras de inundación.

Es muy común observar estos depósitos en los lechos de los ríos Moquegua o Tambo, así como otros drenajes importantes de la región.

Sus depósitos, algunas veces, quedan encajonados en los valles dispuestos a manera de terrazas. Estas terrazas se encuentran en uno o varios niveles y se presentan de esta forma debido a la incisión de los valles, causado por el levantamiento de la zona cordillerana o por la actividad de fallas corticales como la Falla Incapuquio.

2.1.5.10 Depósitos eólicos

Mayormente estos depósitos se encuentran formando dunas, las cuales forman acumulaciones de arena alargadas siguiendo la dirección de los vientos. De igual forma, estos depósitos están presentes en las zonas desérticas de la faja costera, entre el piedemonte y el litoral.

2.1.5.11 Depósitos eluviales

Consisten en materiales erosionados producto de la meteorización *in situ* de las rocas sin haber sufrido transporte alguno.

2.1.6 Rocas ígneas

2.1.6.1 Rocas intrusivas

En la región Moquegua se pueden observar una variedad de cuerpos intrusivos de distintas composiciones y edades (figura 2.1). Entre los cuerpos intrusivos se observa las superunidades Punta Coles (Jurásico inferior), Ilo (Cretácico inferior) y Yarabamba (Cretácico superior).

2.2 ASPECTOS TECTÓNICOS

Para analizar la influencia de la tectónica en la depositación de las unidades litoestratigráficas que afloran en el sur del Perú, particularmente en la región Moquegua, es necesario hacer un reconocimiento de las estructuras de carácter regional y su evolución en el tiempo geológico. A continuación, se hace un resumen de la evolución para cada elemento morfoestructural regional o mega estructura, además de sus correspondientes etapas de sedimentación y actividad tectónica.

2.2.1 Evolución tectono-sedimentaria de la Cordillera de la Costa

2.2.1.1 Acreción del bloque alóctono Arequipa o cratón Arequipa-Antofalla

El basamento Prepaleozoico del área de estudio es representado por las unidades metamórficas del Complejo Basal de la Costa. Este se encuentra constituido por gneises, migmatitas y esquistos

afectados por la orogenia Grenvilliana (1250-980 Ma) (Ramos, 2010). Esta megaestructura denominada Cratón Arequipa-Antofalla fue acretada en el Mesoproterozoico con el Cratón Amazónico (Loewy *et al.*, 2004; Ramos, 2010) (figuras 2.2 y 2.3).

Figura 2.1 Cuadro estratigráfico resumen de las unidades litoestratigráficas en la región Moquegua.

Figura 2.2 a) Distribución del bloque alóctono Arequipa y el cratón Amazónico antes de la acreción; b) Resultado de la acreción del bloque Arequipa con el cratón Amazónico en el Mesoproterozoico.

Figura 2.3 Modelo de la acreción del Macizo de Arequipa al continente Amazonia durante el Mesoproterozoico. Tomado de Loewy *et al.* (2004), Ramos (2008) y Carlotto *et al.* (2009).

2.2.1.2 Sedimentación postacreción y Tectonismo Herciniano

Las secuencias sedimentarias del Grupo Cabanillas fueron depositadas durante el Devónico, principalmente en cuencas formadas entre el macizo de Arequipa y el Cratón Amazónico. Los depósitos provienen tanto de la erosión del cratón Amazónico, como del Macizo de Arequipa (Reimann *et al.*, 2008). Estas secuencias fueron deformadas por la orogenia Variscana seguida de un proceso de peneplanización (Newell, 1949), además de ser afectada posteriormente por la fase

tectónica Herciniana, siendo evidenciado en las direcciones de su esquistosidad.

2.2.2 Evolución de la cuenca Arequipa e inicio de la tectónica andina

2.2.2.1 Fase tectónica distensiva

Según Vicente *et al.* (1982), aparentemente la cuenca Arequipa se originó por el proceso de *rifting* en el Liásico, el cual inicia con el depósito de lavas y depósitos continentales de la Formación Chocolate (Jurásico inf.) y la posterior depositación de las calizas de ambiente marino somero de la Formación Socosani de edad Toarciano-Bajociano. La relación y ocurrencia de las intercalaciones marinas en el Sinemuriano del tope de la Formación Chocolate sugieren un *rifting* desarrollado en esta zona, luego de que haya culminado el *rift* en la cordillera Oriental en el Bajociano-Bathoniano con una considerable subsidencia, creándose así la protocuenca Arequipa (Vicente *et al.*, 1982).

Durante el régimen distensivo del Jurásico inferior a medio, se desarrolló una cuenca principalmente clástica con períodos de depositación calcárea, además de una sedimentación turbidítica (Vicente *et al.*, 1982). Esta cuenca se encuentra delimitada al norte por el alto Totos-Paras, al este por el alto Cusco-Puno y al oeste por la Cordillera de la Costa, extendiéndose al sur. Su evolución sedimentaria está caracterizada por la depositación chocolate, seguido por los sedimentos carbonatados de la Formación Socosani. Presenta en su parte superior estructuras de distensión que evidencian subsidencia en la cuenca (Jacay, 2005). Posteriormente, se da paso a la sedimentación del Grupo Yura.

2.2.2.2 Fase tectónica compresiva

La tectónica compresional en el Cretácico superior – Paleoceno (Fase Tectónica Andina) generó una inversión tectónica en el área, aprovechando las mismas estructuras de cinemática normal formadas en el régimen de *rift* (Vicente, 1985; Sempere *et al.*, 1999). Dicho evento tectónico afectó las secuencias prejurásicas, así como las secuencias calcáreas de las formaciones Ferrobamba, Arcurquina, Chilcane y Ashua, y los eventos volcánicos del Grupo Toquepala y Pichu. Además, en esta época se había generado actividad magmática representada por las superunidades llo y Yara-bamba. Posterior a este evento tectónico y en discordancia angular se depositaron las formaciones Jahuay y Moquegua, las cuales se formaron debido a la erosión posfase tectónica Peruana y que de igual manera son afectados por las fases tectónicas Inca, Inca 1 e Inca 2.

2.2.3 Evolución del arco magmático o Cordillera Occidental

Producto del levantamiento andino y como resultado de las continuas fases tectónicas compresivas Inca y quechua, además de esfuerzos transformantes de tipo sinestral, se origina el arco volcánico en la cordillera Occidental, el que varía y migra debido a los cambios del ángulo de subducción de la placa de Nazca con la placa Sudamericana. El registro volcánico en la Cordillera Occidental indica presencia de centros volcánicos desde el Eoceno hasta la actualidad. Estas estructuras generaron a la vez la acumulación de depósitos de origen volcánico y volcanosedimentario, aprovechando cuencas aledañas, de antearco y trasarco para acumular sus depósitos, los cuales se vieron afectados por los continuos esfuerzos tectónicos posteriores. Los centros y complejos volcánicos han sido agrupados en etapas denominadas Arcos Volcánicos (Mamani *et al.*, 2010); es así como el Arco Tacaza de edad Oligoceno (30-24 Ma) fue afectado por la tectónica Quechua I.

El posterior Arco Sillapaca y Arco Maure fueron afectados por las tectónicas Quechua II y III; por último, el Arco Barroso de edad Mioceno-Plioceno fue afectado por la fase tectónica Quechua IV.

2.2.4 Evolución de las cuencas sinorogénicas cenozoicas

2.2.4.1 Sedimentación en las cuencas de antearco cenozoicas

En el antearco, desde el Oligoceno al Plioceno, se desarrolló la cuenca Moquegua entre la cordillera Occidental y la cordillera de la Costa, depositando sus secuencias, en su mayoría de origen fluvial y volcánica (Sempere *et al.*, 2014). De igual forma a partir del Oligoceno terminal, la cuenca estuvo progresivamente invadida por los productos volcánicos de la Formación Huaylillas, testigo de la actividad del arco volcánico durante este período (Vega, 2002). Posteriormente, también en la cordillera de la Costa y la planicie costera se depositaron las secuencias clásticas de la formación Millo, siendo las secuencias de esta unidad productos de la depositación continental.

2.2.4.2 Sedimentación en las cuencas de trasarco e intraarco cenozoicas

En la cordillera Occidental y el Altiplano también se originaron cuencas por la acumulación de material volcánico, originado por la misma actividad volcánica o por el transporte de material volcánico a través de canales. En algunos casos, los procesos volcánicos y tectónicos (paleoterremotos) formaron paleocuencas; esto fue evidenciado en el represamiento de valles o quebradas. Todas estas cuencas, de origen fluvial o lacustre, fueron afectadas posteriormente por la fase tectónica Quechua desde el Neógeno, así como por la actividad volcánica local, lo que se refleja en los sedimentos deformados y la intercalación con depósitos volcánicos de las formaciones Vizcachas y Llallahui (Mioceno), Sencca y Capillune (Plioceno).

CAPÍTULO III NEOTECTÓNICA, TECTÓNICA ACTIVA Y PALEOSISMOLOGÍA

3.1 INTRODUCCIÓN

Durante las últimas décadas los términos de neotectónica y tectónica activa fueron modificándose desde el punto de vista del período que comprende estos procesos. Es así como inicialmente fueron utilizados con un sentido temporal de acotación.

Obruchev (1948) introdujo el término neotectónica para describir "El estudio de los movimientos tectónicos que han ocurrido desde finales del Terciario y durante la primera parte del Cuaternario". Posteriormente, Slemmons *et al.* (1991) modifican el intervalo temporal y definen la neotectónica como el "Estudio de los eventos y procesos tectónicos ocurridos después del Mioceno".

Durante los años noventa comenzó a considerarse el hecho de que la neotectónica no debía restringirse dentro de unos límites temporales, que en algunos lugares pueden ser significativos, pero no en otros. Esta nueva visión tiene relación con la consideración del concepto de régimen tectónico vigente (*Current Tectonic Regime*), definido por Müir Wood y Mallard (1992) como "Régimen de esfuerzos que induce y controla la actividad actual de las fallas y que ha podido extenderse temporalmente en el pasado de modo distinto en distintas zonas". Finalmente, Mörner (1990) propuso que el comienzo de la fase que se calificó como neotectónica comenzara en diferentes momentos según la zona que se trate.

Como se observa, con el paso del tiempo se ha ido dando mayor importancia a la definición del concepto de neotectónica que al propio mecanismo o proceso de deformación, con una duración que varía de unos lugares a otros más que a la acotación temporal del proceso. En este sentido, la definición de neotectónica más aceptada en nuestros días es aquella que la describe como el "Estudio de procesos y estructuras que se han propagado o reactivado dentro del campo de esfuerzosdeformación que es aún activo en la actualidad" (Stewart y Hancock, 1994).

En este capítulo se estudiarán los términos tectónica activa y falla activa. Wallace (1986) define tectónica activa como "Movimientos tectónicos que se espera que ocurran en un intervalo de tiempo que afecta a la sociedad". En este sentido, consideramos que

una estructura o un proceso son activos cuando han actuado dentro del período histórico y se espera que actúen en el futuro sin que exista ningún dato que indique su futuro cese.

El término "falla activa" tuvo varias definiciones en función de la aplicación del concepto a trabajos de investigación, cálculos ingenieriles, entre otros. Stewart y Hancock (1994) definen una falla activa como "aquella falla que ha presentado movimientos dentro del período de tiempo abarcado por el régimen tectónico vigente" (Müir Wood y Mallard, 1992), mientras que Agency (1981) considera que las fallas activas son "aquellas fallas que han sufrido movimientos en los últimos 10 000 años (Holoceno)". Por otra parte, un concepto estrechamente relacionado con el significado de falla activa viene definido por el término "falla capaz" que Bonilla (1982) define como "aquella falla que ha experimentado al menos un movimiento en los últimos 35 000 años y, al menos, dos en los últimos 500 000 años". Es decir, fallas activas durante el Pleistoceno.

En la redacción de este capítulo se utilizará el término falla activa para referirse a fallas o escarpes de fallas que presentan suficientes indicios de haberse originado o reactivado durante el Cuaternario, ejerciendo un control en la evolución reciente del relieve, en la disposición y estructura de los depósitos cuaternarios o en la génesis de la sismicidad histórica e instrumental.

3.2 METODOLOGÍA DE ESTUDIO

Con la finalidad de identificar y caracterizar las fallas geológicas activas de la región Moquegua como fuentes sismogénicas se emplearon diversas metodologías de investigación. A continuación, describimos brevemente cada una de ellas.

3.2.1 Análisis de imágenes obtenidas por sensores remotos

Utilizamos fotografías aéreas e imágenes satelitales de Google Earth con la finalidad de identificar zonas con deformación activa; es decir, rasgos morfológicos en el relieve asociados a la actividad reciente de fallas geológicas, tales como escarpes de falla, variación en el sistema de drenajes, incisión anómala, valles colgados, formación de facetas triangulares, etc. Es posible aplicar esta metodología debido a la extraordinaria preservación de las formas del relieve.

Todas las observaciones realizadas sobre las imágenes se corroboraron en campo.

3.2.2 Análisis morfológico de escarpes de fallas

Una de las evidencias más representativas de la actividad de las fallas geológicas activas son los escarpes de falla. Estos están referidos a discontinuidades en la corteza que ponen en contacto dos bloques; sobre esta discontinuidad también llamada plano

de falla uno de los bloques se desplaza con respecto al otro y genera sismos corticales (<30 km); en superficie, los escarpes se muestran como desniveles en el relieve. Estas geoformas tectónicas proporcionan información asociada a la actividad de una falla geológica activa; si analizamos su morfología seremos capaces de obtener información sobre el estilo y tiempo de actividad tectónica. Esto se debe a que la morfología de un escarpe depende de la cinemática o el tipo de movimiento (figura 3.1) y de la geometría de la falla, así como de la edad o tiempo en que se formó.

Figura 3.1 Ejemplos de escarpes simples relacionados a incrementos de desplazamiento en: a) falla normal; b) falla inversa; c) falla transcurrente o de rumbo. Modificada de Stewart y Hancock (1990, figura 1).

Dicho lo anterior, más adelante denominaremos como escarpes conservados a aquellos escarpes que han mantenido su forma inicial o que han sufrido poca degradación a través del tiempo y

escarpes degradados a aquellos escarpes que muestran una morfología suavizada por procesos geológicos que han degradado en alto grado al escarpe a través del tiempo (figura 3.2).

Figura 3.2 Evolución del escarpe de falla frente a procesos de degradación a través del tiempo. Modificado de Stewart y Hancock (2007).

Una vez que se cualifican los escarpes según su morfología luego podemos cuantificar ciertos parámetros de estas geoformas; por ejemplo, la longitud, las alturas máxima y promedio de los escarpes son parámetros que están relacionados de manera directa con la magnitud del sismo que los generó (Slemmons, 1977b); por lo tanto, nos permiten caracterizar el potencial sismogénico de las fallas geológicas activas y evaluar el peligro sísmico que estas representan para una región.

Sin embargo, durante el análisis morfológico de los escarpes debemos considerar que la reactivación de una falla geológica en un área determinada se puede acomodar en uno o varios planos de falla y que no todos los segmentos de una falla se tienen que reactivar con el mismo evento sísmico. Esto dependerá de varios factores.

En la actualidad, existen metodologías que permiten datar eventos de reactivación de fallas a partir de la caracterización de escarpes de falla en materiales consolidados y no consolidados.

En regiones áridas o semiáridas como es el caso de la región Moquegua, el material orgánico (como turba o carbón) es raro de encontrar; por ello, se emplean dataciones por nucléidos cosmogénicos (10Be, 26Al, 36Cl, 21Ne) o termoluminiscencia (Avouac, 1993).

La datación morfológica es un método dedicado a la datación de escarpes de falla en materiales no consolidados (figura 3.3). Se basa en lo siguiente: el perfil topográfico del escarpe es función del ángulo inicial de ruptura, la litología, el clima, la tasa de erosión y depositación. Muchos escarpes tienen diferenciales en sus perfiles topográficos que separan secciones con pendientes más o menos uniformes (Rodríguez-Pascua, 1998).

Figura 3.3 Escarpe de falla en materiales detríticos no consolidados: a) superficie original desplazada; b) y c) paleoescarpes con diferente grado de erosión, asociados a movimientos tempranos de la falla; d) escarpe de falla actual; e) cuña coluvial, η: ángulo de pendiente (disminuye con la edad). Tomado de Rodriguez-Pascua (1998).

Estas deben correlacionarse con una sucesión de eventos individuales ocurridos en el mismo escarpe. El ángulo de la pendiente es inversamente proporcional a la edad (Wallace, 1977; Zhang *et al.*, 1986). Los eventos de pequeña magnitud o los ocurridos en pequeños intervalos (movimientos de *creep*) no se diferencian con este método. En la práctica, se asume que la falla se reactiva al pie de cada escarpe previo; por tanto, el número de cambios de pendientes será equivalente al de sismos registrados en la zona (Vittori *et al.*, 1991).

Se han desarrollado varios métodos para determinar la edad de los escarpes de fallas normales, basados en la tasa de erosión del escarpe y en procesos de alteración. Esta relación es función de la altura y la pendiente frente al tiempo transcurrido, mediante una ecuación de dispersión (Culling, 1960, 1965) o ajuste por comparación con escarpes de falla o terrazas lacustres de edad conocida.

Se deben destacar los trabajos que han utilizado esta técnica: Anderson (1979), Nash (1980, 1986), Colman y Watson (1983), Hanks y Wallace (1985). La aplicabilidad de este método se restringe al Cuaternario superior y a condiciones climáticas y sedimentarias bien conocidas. También tiene limitado su uso al tipo de falla, siendo solo aplicable para fallas de tipo normal (Slemmons, 1957; Wallace, 1977; Machette, 1986). El estudio de fallas inversas presenta más problemas debido a que la complejidad de la deformación aumenta. De todos modos, se han obtenido resultados muy importantes en el estudio de este tipo de fallas (figura 3.4), entre los que se pueden destacar a Carver (1987) y Swan (1988).

Figura 3.4 Tipos de escarpes de falla de cabalgamiento producidos a lo largo de la falla Spitak durante el sismo de 1988, magnitud 6.9 Ms en Armenia: a) escarpe de cabalgamiento simple; b) escarpe de colapso de bloque colgante; c) colina de presión simple; d) colina de presión dextral; e) colina de presión de retrocabalgamiento; f) colina de presión de bajo ángulo; g) colinas de presión en escalón. Modificado de Philip *et al.* (1992).

Las fallas de rumbo o desgarres proporcionan una cantidad de información, especialmente con marcadores sedimentarios y geomorfológicos, como desplazamientos laterales de canales o cauces de ríos y terrazas.

De igual manera, existen diversos métodos para caracterizar escarpes de falla en materiales consolidados; las características de estos escarpes son diferentes de las formadas en los escarpes de falla en materiales no consolidados. En planos de falla normal se pueden observar zonas homogéneas con diferentes grados de alteración, como las facetas triangulares (Wallace et al., 1984). Estos deben indicar desplazamientos bruscos o continuos, interrumpidos por períodos de inactividad de la falla, en los que se produce erosión que hace retroceder el escarpe. También hay que tener en cuenta posibles desplazamientos gravitacionales o erosión de los planos de falla en función de condiciones climáticas específicas. La presencia de estrías en un plano de falla ha sido asociada a deslizamientos sísmicos. Es probable que muchas estrías también se puedan producir por movimientos asísmicos (deslizamientos). Hancock y Barka (1987) proponen que existe una relación entre el análisis estadístico de las longitudes de las estrías y la magnitud de los deslizamientos simples. Las estrías se pueden tratar

por métodos estadísticos de análisis poblacional de fallas, permitiendo calcular el tensor de esfuerzos que ha producido la fracturación.

3.2.3 Geología estructural y microtectónica

El análisis microtectónico es una técnica utilizada para la comprensión de los estilos estructurales; esta fue muy utilizada a lo largo del Altiplano (Acocella et al., 2011; Lavenu, 2006; Allmendinger et al., 1989; Schoenbohm y Strecker, 2009). Sin embargo, en el área de estudio son escasos los estudios estructurales regionales enfocados en la reconstrucción de los últimos millones de años (Sébrier et al., 1985; Mercier et al., 1991). Por esta razón, realizamos el análisis cinemático- estructural a lo largo del antearco sur peruano, con la finalidad de caracterizar la geometría y la cinemática de las fallas asociadas a movimientos cuaternarios. Un dato indicador de cinemática se compone de la orientación de la falla (azimut y ángulo de inclinación), la dirección de deslizamiento (estrías, bearing y plunge) y el sentido de movimiento (normal, inversa, sinestral, dextral), deducidos de tectoglifos como fracturas Riedel, grietas escalonadas, estructuras sigmoidales, etc. Carey (1976) demostró con datos de fallas obtenidos de los afloramientos que es posible investigar

los esfuerzos responsables de la reactivación de la falla y de la deformación observada. Entonces, el estado de esfuerzos es expresado con los tres ejes principales de esfuerzos $\sigma 1$, $\sigma 2$, y $\sigma 3$ y la relación diferencial de los esfuerzos principales $\phi = (\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$. Para la representación del análisis y presentación de los resultados utilizamos el programa Faultkin 8 (Almendinger, 2018). Estos datos han sido complementados con observaciones geomorfológicas, como escarpes, variación del cauce y del nivel base de los ríos y el empleo de métodos geofísicos con la finalidad de observar la continuidad de las estructuras a profundidad.

3.2.4 Geofísica aplicada: Tomografía eléctrica

Los estudios estratigráficos, estructurales y geomorfológicos son los métodos habituales que se han empleado en el reconocimiento y la caracterización de fallas cuaternarias. La investigación de la actividad tectónica se realiza generalmente a partir de datos superficiales con los cuales se puede interpretar la geometría y la cinemática de las estructuras tectónicas. Aunque la traza del plano de falla a veces es fácilmente reconocida en el campo, su configuración estructural en subsuelo es inferida; más aún cuando los escarpes suelen estar mal conservados o tienen una expresión incompleta. Finalmente, la información que se puede obtener a partir de trincheras paleosismológicas resulta limitada, ya que en muchos casos esta no representa necesariamente la geometría de las fallas en profundidad.

Para ello, debemos recurrir a técnicas geofísicas, las cuales han demostrado tener éxito en la determinación de la geometría y en algunas características estructurales de la falla en las primeras decenas o cientos de metros por debajo de la superficie (Wang, 2002; Donne *et al.*, 2007).

Con este objetivo, hoy en día, se aplica un método geofísico relativamente reciente. Se trata de la tomografía eléctrica (Fleta *et al.*, 2001; Giano *et al.*, 2000; Storz *et al.*, 2000; Suzuki *et al.*, 2000; Verbeeck *et al.*, 2000; Demanet *et al.*, 2001a, b; Caputo *et al.*, 2003; Wise *et al.*, 2003; Colella *et al.*, 2004; Rizzo *et al.*, 2004; Nguyen *et al.*, 2005, 2007; Fazzito *et al.*, 2009). Mediante este método se puede obtener información de hasta 100 metros de profundidad de la falla; esta técnica geofísica junto con estudios de campo, donde se reconstruye la evolución de la estructura, puede ayudar a conseguir una mejor definición de la falla en profundidad.

Los objetivos específicos de la investigación geoeléctrica en zonas de fallas son los siguientes:

a) Determinar la geometría de la falla en profundidad.

- b) Definir estructuras secundarias, como fallas ciegas y antitéticas.
- c) Estimar el grado de inclinación de las estructuras.

En este trabajo presentamos resultados en 2D, obtenidos a través de la tomografía eléctrica de fallas ubicadas en la región Moquegua consideradas con alto potencial sismogénico a partir de los estudios estructurales realizados en superficie. El método geofísico nos permitió complementar los estudios anteriormente descritos, contribuyendo a una mejor comprensión sobre la amenaza sísmica de la región.

Los perfiles geoeléctricos se realizaron con un Syscal Pro Switch (Iris Company) que se puede conectar a una matriz lineal de 48 nodos de electrodos con 40 metros de separación máxima.

El problema de encontrar un modelo 2D inverso a la distribución de la resistividad en un perfil se resuelve numéricamente en la forma de un modelo de cubeta rectangular sencilla por medio del programa de software RES2DINV, Geotomo. Este programa permite estimar la resistividad de las celdas (los parámetros del modelo) que ajusta las cantidades medidas en la superficie dentro de cierta discrepancia. Al principio, las cantidades derivadas de las mediciones de campo se presentan en forma de una pseudosección, diagrama de contorno en el que los valores de resistividad aparente se asignan a una ubicación predefinida de acuerdo con el tipo de matriz utilizada (Telford *et al.*, 1990). Durante la rutina de inversión los parámetros del modelo iniciales son modificados y mejorados mediante la resolución de una ecuación de mínimos cuadrados (Lines y Treitel, 1984).

En consecuencia, la tomografía eléctrica es un método de resistividad multielectródico basado en la modelización 2D de la resistividad del terreno mediante el empleo de técnicas numéricas (elementos finitos o diferencias finitas). Con este método se calculan los valores de resistividad aparente medidos con los dispositivos geoeléctricos sobre la superficie del terreno para generar imágenes del subsuelo llamadas pseudosecciones, donde se representan los valores de la resistividad verdadera de las diferentes zonas. Para determinar la resistividad verdadera del subsuelo a partir de los valores de la resistividad aparente se aplica la técnica de "inversión" (Loke, 2001).

El objetivo de la inversión geofísica eléctrica es encontrar un modelo de distribución de resistividades verdaderas en el subsuelo que genere una respuesta similar a los valores de resistividad aparente medidos. El método dispone de diferentes configuraciones y para el presente capítulo aplicamos la configuración Dipolo-Dipolo, donde se realizaron puntos de medidas cada 40 metros, alcanzando profundidades de 100 metros.

3.3 SISTEMA DE FALLAS CUATERNARIAS Y ACTIVAS EN LA REGIÓN MOQUEGUA

En la margen occidental de los Andes son conocidos eventos sísmicos de magnitud elevada (8 Mw) asociados al proceso de subducción. El antearco andino presenta una pendiente elevada y se distribuye a lo largo de 250 km, desde la zona de subducción (~8000 m de profundidad) hasta los picos volcánicos cuaternarios de la Cordillera Occidental (Ubinas, altura ~5 700 m).

La mayoría de las cadenas de montañas altas alrededor del mundo, al menos parte del alzamiento o de su gradiente topográfico, están asociadas a tectónica activa, esfuerzos compresionales y magmatismo en la base de la corteza continental.

El antearco del sur del Perú está comprendido por tres zonas morfológicas diferentes: de oeste a este se tiene la Cordillera de la Costa, las pampas costeras y el piedemonte de la Cordillera Occidental.

A lo largo de la Cordillera de la Costa afloran rocas metamórficas (basamento Precámbrico) y rocas magmáticas mesozoicas (Formación Guaneros, Grupo Toquepala, superunidades Yarabamba e llo, entre otros); y al este de esta, es decir en las pampas costeras, afloran rocas de la cuenca Moquegua interestratificadas con rocas volcánicas miocenas y pliocenas (Formación Huaylillas y Grupo Barroso); en la zona de piedemonte de la Cordillera Oriental afloran rocas ígneas y sedimentarias cretácicas y paleógenas, que se encuentran en contacto fallado con los depósitos de la cuenca Moquegua, depósitos que parcialmente están cubiertos por la Formación Huaylillas.

La aridez de las cuencas del antearco peruano, por lo menos en los últimos 3 Ma (Hartley, 2003), ha permitido la conservación morfológica de la superficie y de la deformación tectónica. Los depósitos posteriores a los 3 Ma se desarrollan en relieves bajos, desarrollando sistemas de terrazas a lo largo de los ríos (Steffen *et al.*, 2010; Hall *et al.*, 2008) y en las superficies altas erosionando conglomerados Oligo-Miocenos de la Formación Moquegua en ambos casos. Ambos tipos de depósitos bien conservados son resultado de tasas de erosión bajas (Kober *et al.*, 2007; Nishiizumi *et al.*, 2005; Hall *et al.*, 2008). La erosión e

incisión de estas superficies son una respuesta de cambios de la línea base a escala local o regional (Mortimer, 1973; Tosdal *et al.*, 1984); el cambio del nivel base está asociado al levantamiento de la superficie o al cambio del nivel del mar (Hall *et al.*, 2012). Esto se puede observar mediante el cálculo de tasas de incisión en el sur del Perú. Para ello se debe utilizar el método de nucleidos cosmogénicos, el cual permitirá determinar el levantamiento a lo largo de la Falla Sama-Calientes.

A continuación, presentamos nuevas evidencias de deformación cuaternaria a lo largo del antearco y la Cordillera Occidental del sur del Perú; estas serán descritas de acuerdo con su ubicación respecto de las unidades morfoestructurales definidas en la figura 3.5.

3.3.1 Cordillera de la Costa

Es una cadena montañosa que tiene una dirección NO-SE, su elevación varía entre los 900 a 1200 m s. n. m. Se presenta segmentada a lo largo y próximo al litoral. El segmento sur formado por el Macizo de Arequipa, ubicado entre los 18° y 14° de latitud sur, desaparece bajo el mar en la parte central del país entre los 14° y 16° latitud sur por efectos tectónicos (INGEMMET, 1995). En esta unidad morfoestructural afloran mayormente rocas del macizo de Arequipa y rocas intrusivas del Cretácico inferior. Además, se observan terrazas marinas cuaternarias que son evidencias del levantamiento andino reciente.

3.3.1.1 Falla El Abra (MO-01)

Se ubica entre los departamentos de Moquegua y Arequipa. Esta falla se prolonga desde la pampa Colorada (Arequipa) hasta el sector Yerbabuena en el litoral costero; Benavente Escobar *et al.* (2017) describen la falla y segmentos que se ubican en el departamento de Arequipa.

En el departamento Moquegua, el segmento de la Falla El Abra se ubica en la provincia de llo, exactamente entre el cerro El Abra y el sector Yerbabuena (Punta Yerbabuena); tiene una longitud de ~6 km, una dirección S61°O y buzamiento de 65° al noroeste, presenta un movimiento de tipo normal. En campo observamos escarpes relacionados al último evento con alturas promedio de 0.90 m; estos escarpes afectan principalmente rocas intrusivas del batolito de la costa y abanicos aluviales cuaternarios.

Figura 3.5 Unidades morfoestructurales del Perú. Modificado de Benavides Cáceres (1999).

3.3.1.2 Falla Cerro Tres Cruces (MO-02)

Se ubica en la provincia de Mariscal Nieto, se extiende de manera continua desde la pampa Huanucollo, pasa por el cerro Tres Cruces y continúa hasta la pampa Confital; tiene una longitud de ~12 km, una dirección S70°O y un buzamiento al noroeste; presenta un movimiento de tipo normal y afecta depósitos aluviales, depósitos marinos y rocas jurásicas de la Formación Guaneros.

La forma del trazo a lo largo de toda su extensión es curvilínea y los escarpes se encuentran bien conservados debido al clima árido de la región Moquegua. El escarpe acumulado alcanza una altura de 100 m y se aprecia claramente hacia la zona central de toda la falla; en los extremos los desplazamientos son menores y los desplazamientos más recientes tienen una altura promedio de 0.70 m, siendo reconocidos en conos aluviales holocenos.

De acuerdo con las observaciones geomorfológicas y geológicas, determinamos para esta falla una tasa de desplazamiento de ${\sim}0.07~{}^{\rm mm}{\prime}_{\rm año}.$

En la figura 3.6, se observa la terminación sur de la falla, entre el cerro Tres Cruces y la pampa Confital; en este sector se observan los escarpes más recientes, relacionados a la última reactivación de la falla. Además, al pie del escarpe de falla se observan conos aluviales producto de la degradación del escarpe; a su vez, estos están afectados por la actividad reciente de la falla.

Figura 3.6 Terminación sur del escarpe de la falla Tres Cruces ubicado al pie del cerro que lleva el mismo nombre; en esta zona se observa que la reciente actividad de la falla afecta los depósitos cuaternarios marinos y aluviales del Holoceno.

3.3.1.3 Falla Cordilleras (MO-03)

Macharé *et al.* (2003, 2009) mencionan la Falla Cerro Cordilleras; esta se ubica en las provincias de llo y Mariscal Nieto, se extiende desde el sector Cruz Misionera en el desierto La Clemesí, pasando por el cerro Cordilleras hasta llegar a la playa Platanales en la costa; tiene una longitud total de 28 km. Esta falla presenta tres segmentos que varían según su dirección.

El primer segmento se ubica al noreste, tiene una longitud de ~10 km, presenta una dirección S45°O y un buzamiento de 60°

al noroeste. Afecta depósitos aluviales con movimientos de tipo normal; en algunos tramos, el trazo de falla se encuentra cubierto por depósitos aluviales y eólicos.

La figura 3.7 muestra la zona central de este segmento entre el cerro Cordilleras y el desierto La Clemesí. La morfología del escarpe se observa degradada y afecta rocas neógenas de la Formación Millo, así como conos aluviales del Holoceno formados por las Iluvias excepcionales dadas durante fenómenos de El Niño; además, se observa la formación de facetas triangulares.

Figura 3.7 Segmento este de la Falla Cordilleras, donde se observa que la falla afecta depósitos cuaternarios aluviales y rocas de la Formación Millo.

El segundo segmento se ubica en la parte media, se extiende a lo largo de ~4 km, tiene una dirección E-O y un buzamiento de 63° al norte; el tipo de movimiento es normal, afecta depósitos aluviales y rocas neógenas de la Formación Moquegua. En cuanto a la morfología, los escarpes están bien conservados y alcanzan una altura promedio de ~2.5 m.

La figura 3.8 muestra el escarpe de falla expuesto al pie del cerro Cordilleras, la morfología del escarpe en este sector se observa conservada; además, al pie de este se observa la formación de facetas triangulares y conos aluviales del Holoceno. La falla en este sector desplaza rocas neógenas de la Formación Moquegua, así como los conos aluviales del Holoceno.

Figura 3.8 Segmento central de la Falla Cordilleras, donde los triángulos señalan el escarpe de falla; además, al pie del escarpe de observan facetas triangulares que evidencian los movimientos normales de esta falla.

El tercer segmento se ubica al suroeste de la falla al pie del cerro Cordilleras; tiene una longitud de ~14 km, presenta una dirección S30°O y un buzamiento de 60° al noroeste; presenta un movimiento de tipo normal y afecta depósitos aluviales, rocas jurásicas de la Formación Guaneros e intrusivos del Batolito de la Costa. Hacia el litoral, el trazo de la falla no es muy evidente.

En la figura 3.9, se observa un escarpe acumulado de ~280 m, así como escarpes recientes que tienen una altura promedio de ~1 m que afectan depósitos aluviales del Holoceno.

Una de las características geomorfológicas más resaltantes en esta zona son las facetas triangulares que alcanza alturas de 25 m.

Figura 3.9 Segmento oeste de la Falla Cordilleras señalado por los triángulos en color amarillo. Se observa que la falla principalmente afecta depósitos aluviales recientes; además, el escarpe acumulado en este sector alcanza una altura de 280 m.

De acuerdo con las observaciones geomorfológicas y geológicas determinamos para esta falla una tasa de desplazamiento que varía entre los $0.1-0.2^{mm}/_{año}$.

3.3.1.4 Falla Clemesí (MO-04)

Se ubica en las provincias de llo y Mariscal Nieto, desde el sector Portillo Chico hasta el sector de Chuza (litoral costero); se extiende de manera discontinua a lo largo de ~20 km (figura 3.10) con una dirección S45°O y un buzamiento de 60° al noroeste.

Figura 3.10 Fotografía de campo tomada con vista al sureste, donde se observa el escarpe de Falla Clemesí (señalado con flechas), ubicada en las coordenadas 17°19'49.02"S y 71°15'22.59"O.
Esta falla afecta depósitos aluviales del Holoceno, rocas del Jurásico de la Formación Guaneros con movimientos de tipo normal.

La morfología de los escarpes a lo largo de todo el trazo se observa conservada debido al clima árido de la región Moquegua.

Los desplazamientos varían a lo largo de todo el trazo, siendo mayor en la parte central y menor en los extremos. El mayor escarpe acumulado se observa en la parte central de toda la falla y es equivalente a ~70 m, mientras que los escarpes asociados a la última reactivación de la falla afectan los conos aluviales del Holoceno y tienen una altura promedio de~0.9 m.

La característica morfológica más resaltante de la Falla Clemesí son las facetas triangulares de

 ${\sim}20\text{m}$ de altura (figura 3.11), visibles a lo largo de todo el trazo de falla.

De acuerdo con las observaciones geomorfológicas y geológicas determinamos para esta falla una tasa de desplazamiento de $\sim 0.08~\text{mm}/\text{año}.$

En la figura 3.12, la Falla Clemesí se muestra dispuesta en forma curvilínea y corresponde a la zona central de la falla; afecta los conos aluviales del Holoceno depositados en épocas excepcionales de alta precipitación asociadas a los fenómenos de El Niño.



Figura 3.11 Tomada con vista al sureste, donde se observa facetas triangulares (señaladas con flechas) asociadas al continuo desplazamiento de la Falla Clemesí; la fotografía se ubica en las coordenadas 17°19'49.03"S y 71°15'13.88"O.



Figura 3.12 Imagen satelital de detalle donde se señala el escarpe de la Falla Clemesí con triángulos; esta falla afecta depósitos aluviales del Holoceno.

3.3.1.5 Falla Chololo (MO-05)

Esta falla fue descrita por Macharé *et al.* (2003, 2009) y Audin *et al.* (2006, 2008); se ubica entre las provincias de llo y Mariscal Nieto desde el noreste de la península de llo hasta el valle de Moquegua. Tiene una longitud de ~75 km; el trazo principal presenta una dirección preferente de N54°E y un buzamiento de 55° al sureste.

Esta falla actualmente presenta movimientos de tipo normal con componente de rumbo sinestral y la evidencia más clara

se observa en los drenajes desplazados a lo largo de todo el trazo de falla.

Esta falla afecta depósitos cuaternarios aluviales (fotografía 3.1) y eólicos que se interestratifican con cenizas asociadas a la última erupción del Huaynaputina (1600 d.C.) (Audin *et al.*, 2006); estos depósitos son desplazados con un movimiento transcurrente sinestral. Además, se puede observar que el curso de los ríos es alterado lateralmente producto de la actividad de la falla (figuras 3.13 y 3.14).



Figura 3.13 Vista panorámica de la zona central de la Falla Chololo, se observa el escarpe de falla, al pie de este la formación de facetas triangulares y la formación de conos aluviales hacia la pampa Chololo producto de la erosión del escarpe acumulado; la falla afecta los depósitos aluviales del Holoceno. Fotografía tomada en las coordenadas 17°35'41.71"S y 71°11'2.99"O con vista al nor-noreste.



Figura 3.14 Se observa el escarpe de Falla Chololo, como la zona transicional entre las pampas Chololo y el cerro Chololo; al pie del escarpe la formación de facetas triangulares. Si hacemos una observación detenida de los drenajes, podemos observar que estos se encuentran afectados por los movimientos de rumbo sinestral de la falla. La fotografía se ubica en las coordenadas 17°33'47.35"S y 71°7'55.46"O con vista al norte.



Fotografía 3.1 Se observan depósitos aluviales del Holoceno afectados por la reciente actividad de la Falla Chololo; el desplazamiento vertical es de 0.75 m; al pie del escarpe se observa también la formación de la cuña coluvial producto de la erosión del escarpe de falla.

En la figura 3.15 se observa la Falla Chololo ubicada entre el cerro y la pampa del mismo nombre; la falla en este sector afecta depósitos aluviales del Holoceno y conglomerados del Neógeno de la Formación Moquegua; al pie del escarpe de falla se observan facetas triangulares. Hacia la terminación noreste de la Falla Chololo, se observan tres segmentos de falla, que en conjunto forman una geometría en echelón o cola de caballo (figura 3.16). Estos segmentos tienen direcciones que varían entre S40°O a S80°O y buzan hacia el norte; han desplazado la superficie con movimientos de tipo inverso con componente de rumbo sinestral.



Figura 3.15 Imagen satelital de detalle, donde se observa el trazo del escarpe principal de la Falla Chololo señalado por los triángulos en color amarillo.



Figura 3.16 Imagen satelital de detalle que muestra los segmentos de la terminación norte de la Falla Chololo (triángulos); se interpreta de la morfología que la deformación se asocia a fallas inversas.

Según las observaciones geomorfológicas y geológicas determinamos una tasa de desplazamiento de 0.20 $^{\rm mm}/_{\rm año.}$

La importancia de estudiar esta falla radica en que hacia el suroeste del trazo de la falla se encuentra la ciudad de llo, la cual es altamente vulnerable en caso se reactive la estructura. Por tal razón, se utilizó métodos geofísicos para estudiar la falla; estos

métodos demuestran tener éxito en determinar la geometría de una falla en las primeras decenas o cientos de metros por debajo de la superficie (Wang, 2002; Donne *et al.*, 2007).

El método geofísico que se aplicó se llama tomografía eléctrica, cuyos objetivos son determinar la geometría de la falla, definir fallas ciegas y antitéticas, y estimar el grado de inclinación de las estructuras. Se realizaron 3 perfiles geoeléctricos transversales a la Falla Chololo: AA', BB', CC'; la ubicación de estos perfiles se muestra en la figura 3.17; cada uno de los perfiles fueron analizados e interpretados dentro del contexto geológico de la zona estudiada. Los perfiles geoeléctricos se realizaron con un equipo Syscal Pro Switch (*Iris Instruments Company*). El método utilizado fue Dipolo-Dipolo (D-D), el equipo se conecta a una matriz lineal de 13 nodos con una separación de 40 m entre nodo y se avanza midiendo cada 40 m hasta cubrir la longitud total del perfil. Este procedimiento nos permitió obtener perfiles con profundidades de 100 m. Se realizaron como mínimo 3 mediciones en cada punto con inyecciones de corriente de 1 segundo, con la finalidad de obtener una desviación estándar <3 % para cada valor de resistividad aparente. Los datos se procesaron utilizando el software RES2DINV que permitió calcular la resistividad en modelos 2D; además, se utilizó mínimos cuadrados para ajustar la inversión y el uso del software.



Figura 3.17 Mapa de ubicación de los perfiles geofísicos realizados sobre la Falla Chololo.

Perfil AA'

El perfil de tomografía eléctrica tiene una longitud total de 1.2 km y una orientación NO-SE transversal a la Falla Chololo (figura 3.18). A lo largo del perfil se observa una variación de la resistividad eléctrica, donde (1) las resistividades altas se encuentran en dos tramos, desde los 0 m hasta los 380 m y a partir de los 710 m hasta los 1200 m, estos sectores presentan resistividades mayores a 1000 Ohm.m; (2) las resistividades bajas a moderadas se encuentran entre 350 m a 710 m y presentan valores de resistividad menores a 1000 Ohm.m.

En cuanto a la litología, las zonas con resistividades bajas (<50 Ohm.m) corresponden a materiales con granulometría fina y suelta. Estas zonas podrían estar relacionadas a depósitos eólicos, mientras que las moderadas (50 a 1000 Ohm.m) están relacionadas con la cobertura de depósitos inconsolidados como arenas y/o material fracturado; es decir, podrían estar relacionadas a depósitos aluviales y las resistividades altas mayores a 1000 Ohm-m corresponden a material compacto. Estas zonas estarían relacionadas a rocas intrusivas. De igual manera, la discontinuidad lateral de estos materiales está relacionada a la presencia de la Falla Chololo.

Perfil BB'

El perfil de tomografía eléctrica se realizó en el flanco derecho del río llo. Tiene una longitud total de 0.8 km y una orientación NO-SE transversal a la Falla Chololo (figura 3.19). A lo largo del perfil se observa una variación de la resistividad eléctrica, donde (1) las resistividades altas se encuentran desde los 375 m hasta los 800 m con resistividades mayores a 1000 Ohm.m; (2) las resistividades bajas a moderadas se encuentran entre 0 m a 375 m y presentan valores de resistividad menores a 1000 Ohm.m.

En cuanto a la litología, las zonas con resistividades bajas (<50 Ohm.m) corresponden a materiales con granulometría fina, probablemente relacionadas a depósitos eólicos, mientras que las moderadas (50 a 1000 Ohm.m) están relacionadas con la cobertura de depósitos inconsolidados como arenas y/o material fracturado, es decir, depósitos aluviales; las resistividades altas mayores a 1000 Ohm-m corresponden a material compacto tales como rocas intrusivas.

· Perfil CC'

El perfil de tomografía eléctrica se realizó en el flanco izquierdo del río IIo, en el sector denominado Pampa Inalámbrica. Tiene una longitud total de 2.72 km y una orientación NO- SE transversal a la Falla Chololo (figura 3.20). A lo largo de la sección se observan variaciones laterales de la resistividad eléctrica, donde (1) las resistividades altas se encuentran desde los 1600 m hasta los 2500 m con resistividades mayores a 1000 Ohm.m; (2) las resistividades bajas a moderadas se encuentran desde los 2720 m, estos sectores presentan valores de resistividad menores a 1000 Ohm.m.

En cuanto a la litología, las zonas con resistividades bajas (<50 Ohm.m) corresponden a materiales con granulometría fina, posiblemente depósitos eólicos; las zonas con resistividades moderadas (50 a 1000 Ohm.m) están relacionadas con la cobertura de depósitos inconsolidados como arenas y/o material fracturado, tales como depósitos aluviales, y las resistividades altas mayores a 1000 Ohm-m corresponden a material compacto como rocas intrusivas.



Figura 3.18 Falla Chololo, configuración Dipolo-Dipolo. a) Perfil de tomografía eléctrica donde los valores en base a la resistividad tienen una variación lateral; b) Muestra la interpretación del perfil en base a las resistividades, donde las zonas de coloración roja se relacionan a la presencia de rocas intrusivas, las de color amarillo a depósitos aluviales y las azules a zonas con materiales altamente conductivos.



Figura 3.19 Falla Chololo, configuración Dipolo-Dipolo. a) Perfil de tomografía eléctrica, donde los valores en base a la resistividad tienen una variación lateral; b) muestra la interpretación del perfil en base a las resistividades, donde las zonas de coloración roja se relacionan a la presencia de rocas intrusivas, las de color amarillo a depósitos aluviales y las azules a zonas con materiales altamente conductivos.



Figura 3.20 Falla Chololo, configuración Dipolo-Dipolo. a) Perfil de tomografía eléctrica, donde los valores en base a la resistividad tienen una variación lateral; b) muestra la interpretación del perfil en base a las resistividades, donde las zonas de coloración roja se relacionan a la presencia de rocas intrusivas, las de color amarillo a depósitos aluviales y las azules a zonas con materiales altamente conductivos.

3.3.1.6 Zona de Falla Cerro Loreto (MO-06)

Esta zona de falla se ubica en la provincia de llo. Está compuesta por 2 segmentos de falla; el segmento oeste se extiende desde cerro Sombrilla, pasando por el cerro Loreto hasta la pampa Salinas; tiene una longitud de ~8.5 km, una dirección N-S y un buzamiento de 60° al este.

Esta falla afecta depósitos eólicos e intrusivos del batolito de la Costa con movimientos de tipo normal. En la figura 3.21, se muestra una vista panorámica del sector norte de este segmento; en esta fotografía tomada con vista al poblado El Hueso, se observa el escarpe de falla al pie del Cerro Loreto, donde se han formado facetas triangulares a lo largo de todo el trazo; estas tienen alturas que alcanzan los 80 m de altura (figura 3.22).



Figura 3.21 Vista panorámica de la Falla Cerro Loreto; esta se muestra al pie del cerro Loreto. Fotografía tomada con vista al suroeste hacia el poblado El Hueso.



Figura 3.22 Vista de las facetas triangulares (flecha) a lo largo de la falla Loreto (triángulos), formadas al pie del Cerro Loreto; estas alcanzan alturas de hasta 80 m. La fotografía se ubica en las coordenadas 17°35'38.89"S y 71°12'43.20"O.

El segmento este se extiende de manera discontinua y paralela al segmento oeste a lo largo de \sim 2.5 km, tiene una dirección N-S y un buzamiento al oeste.

En este sector la falla afecta también depósitos eólicos recientes e intrusivos del batolito de la Costa con movimientos de tipo normal; forma con el primer segmento una depresión que se encuentra rellanada de depósitos aluviales y eólicos. De acuerdo con las observaciones geológicas y geomorfológicas determinamos una tasa de desplazamiento de $0.02 \text{ }^{\text{mm}}$ /_{año.}

La figura 3.23 muestra los dos segmentos de la zona de Falla Cerro Loreto; estos dos segmentos son paralelos y continuos, pero presentan buzamientos contrarios siendo uno de ellos la falla antitética del otro; estas dos fallas forman una depresión que se encuentra rellenada por depósitos aluviales y eólicos del Holoceno.



Figura 3.23 Imagen satelital donde se observa los dos segmentos que componen la zona de Falla Cerro Loreto; estos son fallas paralelas con buzamientos opuestos; en conjunto, estas dos estructuras forman una depresión que se encuentra rellena de sedimentos aluviales y eólicos.

3.3.1.7 Falla Chaspaya (MO-07)

Se ubica en la provincia de llo, límite entre el flanco sureste del cerro Chaspaya y la pampa Colorada; se extiende de manera sinuosa a lo largo de ~10 km, tiene una dirección preferente N45°E y un buzamiento de 55° al sureste.

La figura 3.24 muestra el escarpe acumulado de 100 m de altura; además, se observa la última reactivación de la falla afectando depósitos aluviales provenientes de la meteorización del escarpe mayor.

El escarpe más reciente se encuentra preservado y afecta depósitos del Holoceno (fotografía 3.2). La altura del escarpe es de ~1.5 m, pudiendo determinar una tasa de deslizamiento <0.15 $mm/_{ano.}$

Los depósitos aluviales holocenos que se encuentran deformados a la actualidad se han conservado debido al clima árido de la región Moquegua (fotografía 3.3).



Figura 3.24 Imagen satelital de detalle, donde se observa el escarpe acumulado generado por la actividad de la Falla Chaspaya al pie del cerro del mismo nombre; además, esta afecta depósitos aluviales y eólicos del Holoceno producto de la erosión del escarpe acumulado.



Fotografía 3.2 En esta se observa el escarpe acumulado de la Falla Chaspaya, al pie del escarpe de falla se observan depósitos aluviales y eólicos del Holoceno, producto de la degradación del escarpe. Fotografía tomada con vista al suroeste, ubicada en las coordenadas 17°36'17.57"S y 71°3'49.46"O.



Fotografía 3.3 Depósitos del Holoceno deformados por la actividad de la Falla Chaspaya. La deformación a pesar de ser en depósitos recientes se encuentra conservada debido al clima árido. Fotografía tomada con vista al suroeste, ubicada en las coordenadas 17°36'20.27"S y 71°4'1.59"O.

3.3.1.8 Falla Chascoso(MO-08)

Se ubica al sur de la provincia de Mariscal Nieto, al pie del flanco sureste del Cerro Chascoso, tiene una longitud de ~5 km con una dirección N14°E y con un buzamiento de 70° al sureste.

Afecta depósitos aluviales del Holoceno, acumulados durante lluvias excepcionales como las del Fenómeno de El Niño, con

movimientos de tipo normal. Se observa al pie del escarpe, facetas triangulares bien conservadas, indicando su actividad reciente; las facetas tienen una altitud de 3 m (fotografía 3.4). La mayor expresión del desplazamiento vertical de la falla se encuentra en la parte central, en las terminaciones los desplazamientos son menores.



Fotografía 3.4 Falla Chascoso, facetas triangulares de 3 m de altura, la falla afecta depósitos del Holoceno. Fotografía tomada con vista al suroeste, ubicada en las coordenadas 17°36'5.02"S y 70°56'50.52"O.

En base a observaciones geormorfológicas y geológicas determinamos una tasa de deslizamiento <0.30 $^{\rm mm}/_{\rm año.}$

drenajes, observamos que los cursos de río o canales se encuentran alterados, debido a movimientos de rumbo. Además, la figura muestra claramente como la Falla Chascoso afecta depósitos aluviales del Holoceno con movimiento de tipo normal.

La figura 3.25 muestra el trazo rectilíneo de la falla, sugiriendo que se trata de una falla subvertical. A partir del análisis de



Figura 3.25 Imagen satelital de detalle muestra drenajes desplazados por la actividad de la Falla Chascoso. La deformación está asociada a movimientos de tipo sinestral; en el segundo segmento ubicado más al sureste los movimientos de rumbo son dextrales. Los escarpes de falla se encuentran bien conservados y se observa claramente cómo afecta depósitos aluviales del Holoceno.

3.3.1.9 Falla Cerro Puite (MO-09)

Se ubica en la provincia de llo, se extiende desde el flanco norte del Cerro Puite hasta el flanco oeste del cerro Chambaya, tiene una longitud total de 25 km; esta falla presenta 3 segmentos que varían según su dirección.

El primer segmento se ubica al noreste de la falla, tiene una longitud de ~9 km, presenta una dirección S68°O y un buzamiento de 60° al noroeste.

Esta falla presenta un movimiento de tipo normal con una componente de rumbo y afecta depósitos aluviales (fotografía 3.5) y rocas intrusivas del batolito de la Costa; en algunos tramos el trazo de falla se encuentra cubierto por depósitos aluviales y eólicos del Holoceno.

En este segmento la morfología del escarpe se muestra más conservada (fotografía 3.6) en comparación de los otros dos; además, se observan facetas triangulares a lo largo de todo el trazo de falla.



Fotografía 3.5 Deformación de los depósitos aluviales del Holoceno afectados por la reactivación de la Falla Cerro Puite. Fotografía tomada con vista al noroeste.



Fotografía 3.6 Escarpe de Falla Cerro Puite de ~1.2 m, conservado debido al clima árido de la región; la falla desplaza depósitos aluviales del Holoceno. Fotografía tomada con vista al noroeste.

La figura 3.26 muestra el escarpe de la Falla Cerro Puite; este se extiende de manera sinuosa al pie del cerro del mismo nombre. Al pie del escarpe de falla se observan facetas triangulares que

alcanzan una altura promedio de ~60 m; también se observa el sistema de drenajes afectado por los movimientos de rumbo. Respecto de la morfología del escarpe, esta se muestra conservada.



Figura 3.26 Imagen satelital de detalle que muestra el escarpe de Falla Cerro Puite señalado por los triángulos; también se observa la formación de facetas triangulares a lo largo de todo el escarpe y los drenajes desplazados por movimientos de rumbo de la falla.

El segundo segmento se ubica en la parte central, se extiende a lo largo de ~6 km, tiene una dirección S60°O y un buzamiento al noroeste; el tipo de movimiento es normal, afecta depósitos aluviales e intrusivos del batolito de la costa.

Este segmento presenta una falla antitética (figura 3.27) con la que forma una depresión que se encuentra rellena por depósitos

de aluviales y eólicos. En cuanto a la morfología, el escarpe de falla
principal no se muestra conservado, mientras que el escarpe
de la falla antitética muestra facetas triangulares y drenajes
desplazados con movimientos de rumbo dextral; cabe resaltar
que los escarpes recientes tienen ~2 m de altura.



Figura 3.27 Imagen satelital de detalle, donde se observa el escarpe de la falla antitética al segundo segmento de la Falla Cerro Puite; se muestran también drenajes desplazados señalados por las flechas en color rojo y facetas triangulares a lo largo de todo el escarpe; estos rasgos geomorfológicos son generados por movimientos de rumbo dextral y normal de la falla.

El tercer segmento se ubica al suroeste de la falla, en el flanco oeste del cerro Chambaya; tiene una longitud de ~10 km, presenta una dirección S38°O y un buzamiento al noroeste.

En este sector la falla tiene movimientos de tipo normal y afecta las rocas intrusivas del batolito de la costa, al pie del escarpe de observan depósitos aluviales y eólicos. La morfología del escarpe se encuentra degradada y el escarpe es parcialmente cubierto por depósitos aluviales y eólicos.

3.3.2 Piedemonte de la Cordillera Occidental

Es una unidad geomorfológica de transición entre las Pampas Costeras y la Cordillera Occidental, producto de la erosión de la Cordillera Occidental. Se halla disectada por drenajes que desembocan al Pacífico. Su superficie está comprendida entre ~900 m y 2500 m de elevación. Presenta pendientes más altas que las de las Pampas Costeras, ya que se hallan montañas que pueden llegar hasta los 200 m de altura respecto al drenaje.

3.3.2.1 Falla Purgatorio (MO-10)

Se ubica en la provincia de Mariscal Nieto, se extiende desde la pampa Purgatorio (Moquegua) hasta el poblado de Chipispaya (Tacna).

En la región Moquegua, se extiende desde los cerros Altos Jahuay, pasa por la pampa Purgatorio hasta el límite entre los departamentos de Moquegua y Tacna; se extiende a lo largo de 20 km, presenta una dirección preferente este-oeste y un buzamiento al norte.

En cuanto a la morfología de la falla, esta se extiende de manera curvilínea sobre el relieve.

Hacia el sector más occidental, los segmentos de falla se muestran conservados debido al clima árido de la zona; estos

forman una geometría tipo echelón o tipo cola de caballo (figuras 3.28 y 3.29).

Los escarpes de falla en estos sectores alcanzan alturas de hasta 0.80 m y afectan depósitos aluviales del Holoceno.







Figura 3.29 Imagen satelital de detalle, donde se observa que los segmentos de la Falla Purgatorio a lo largo de la pampa Purgatorio forman una geometría en echelón o cola de caballo; en este sector los escarpes llegan a tener alturas de hasta los 0.40 m; afectan los depósitos aluviales, así como la red drenaje.

En la figura 3.30, se observa que la red drenaje en el sector de la pampa Purgatorio está afectada por la actividad de la falla, en algunos casos cortada por hasta tres escarpes de falla superpuestos. Finalmente, se observa que el bloque levantado se encuentra hacia el norte.

Estos segmentos de falla de pequeñas longitudes (máx. 2 km) evidencian movimientos de tipo inverso, con pliegues que afectan niveles delgados de cenizas volcánicas (fotografía 3.7) posiblemente del Huaynaputina (1600 d. C.) (Benavente y Audin, 2009).



Figura 3.30 Cartografiado morfoestructural a detalle, donde se observa el drenaje afectado por la falla en la zona de pampa Purgatorio (polígonos en color celeste), así como los depósitos de la Formación Millo (superficie en color amarillo).



Fotografía 3.7 Se observan niveles de ceniza volcánicas posiblemente del Huaynaputina (1600 d. C.) (Benavente y Audin, 2009), deformados por la reciente actividad de la Falla Purgatorio.

Hacia el sector de quebrada Honda se observa la morfología del escarpe de falla más degradada; además, hay evidencias de

la reactivación reciente de la falla, como variación en la red de drenaje e incisión en el bloque levantado de la falla (figura 3.31).



Figura 3.31 Imagen satelital de detalle, donde se observa el escarpe de la Falla Purgatorio afectando abanicos aluviales.

En la fotografía 3.8, se observan rocas volcánicas y depósitos aluviales del Holoceno desplazados con movimientos de tipo inverso; también, al pie de los escarpes, se observan las cuñas coluviales formadas por la erosión de estos.

La fotografía 3.9 muestra cómo la Falla Purgatorio afecta los depósitos aluviales del Holoceno formados durante épocas excepcionales de lluvias, especialmente durante los fenómenos de El Niño.



Fotografía 3.8 Vista hacia el sector de quebrada Honda, donde la Falla Purgatorio desplaza rocas volcánicas y depósitos aluviales del Holoceno. Fotografía tomada con vista al noroeste.



Fotografía 3.9 Depósito aluvial afectado por la reciente actividad de la Falla Purgatorio; el desplazamiento vertical es de 0.80 m con movimiento de tipo inverso. Fotografía tomada en el sector de quebrada Honda. Fotografía tomada con vista al noreste.

La fotografía 3.10 tomada en el sector de quebrada Honda muestra cómo la Falla Purgatorio desplaza depósitos aluviales

del Holoceno que se encuentran depositados encima de los conglomerados de la Formación Moquegua.



Fotografía 3.10 Vista en perfil la Falla Purgatorio, donde esta afecta los conglomerados de la Formación Moquegua y depósitos aluviales del Holoceno; el desplazamiento vertical es de 0.40 metros. Fotografía tomada con vista al sureste.

De acuerdo con las observaciones geológicas y geomorfológicas determinamos para esta falla una tasa de desplazamiento 2 mm/año.

3.3.2.2 Falla Cupine-Pampa Trapiche (MO-11)

Se ubica en la provincia Mariscal Nieto, se extiende desde el flanco norte del Cerro Cupine hasta la quebrada Huaracané, tiene una longitud total de 30 km; esta falla presenta 3 segmentos que varían según su dirección.

El primer segmento se ubica al oeste de toda la falla; en el flanco noreste del cerro Cupine tiene una longitud de ~8 km, presenta una dirección N60°O y un buzamiento al noreste.

En este sector la falla presenta movimientos de tipo inverso y afecta depósitos aluviales, depósitos fluviales y rocas neógenas de la Formación Moquegua.

El segundo segmento se ubica en el sector central de la falla; en el flanco norte del cerro Huacaluna se extiende de manera discontinua a lo largo de ~8 km, tiene una dirección N82°O y un buzamiento al norte. En este sector el tipo de movimiento es inverso; afecta depósitos aluviales, rocas neógenas de las formaciones Millo y Moquegua.

El tercer segmento se ubica al este de la falla, en el límite entre el flanco sur del cerro Huaracané y la pampa Trapiche tiene una longitud de ~14 km, presenta una dirección N86°O y un buzamiento al norte.

La figura 3.32 muestra el tercer segmento de falla, donde esta presenta movimientos de tipo inverso y afecta depósitos aluviales depositados en épocas de precipitación alta, rocas paleógenas de la Formación Sotillo y rocas cretácicas de la Formación Huaracané. La morfología del escarpe en esta zona es la más conservada.

De las observaciones geológicas y geomorfológicas determinamos para esta falla una tasa de desplazamiento de 0.20 $^{\rm mm}/_{\rm año.}$



Figura 3.32 Imagen satelital del segmento este de la Falla Cupine-Pampa Trapiche, donde se observa que el trazo curvilíneo de la falla señalado por los triángulos afecta depósitos aluviales del Holoceno en la pampa Trapiche, y rocas de la formaciones Sotillo y Huaracané en su terminación oeste.

3.3.2.3 Falla Incapuquio (MO-12)

Se ubica en la provincia de Mariscal Nieto, se extiende desde los cerros Canterayoc (Moquegua) hasta el cerro Colorado (Tacna).

En la región de Moquegua, se extiende desde los cerros Canterayoc hasta cerro Grande, límite entre las regiones de Moquegua y Tacna; tiene una longitud de ~60 km con una dirección N26°O y con un buzamiento al norte. Esta falla afecta depósitos aluviales y coluviales cuaternarios, rocas cretácicas de las formaciones Huaracané, Paralaque y Quellaveco, rocas paleógenas de las formaciones Sotillo y Moquegua, y rocas neógenas de la Formación Millo e intrusivos del batolito de la Costa con movimientos de tipo inverso (figura 3.33).



Figura 3.33 Imagen satelital de detalle donde se muestra el escarpe de la Falla Incapuquio a lo largo del cerro Calera; la falla en este sector deforma rocas de las formaciones Huaracané, Paralaque y Quellaveco, rocas paleógenas de las formaciones Sotillo y Moquegua, y rocas neógenas de la Formación Millo e intrusivos del batolito de la Costa, así como depósitos del Holoceno de las quebradas Cuculí, Huanacune y Lloquene.

En la figura 3.34 se muestra una vista panorámica de la Falla Incapuquio; en esta se observa cómo la falla afecta todas las rocas jurásicas y cretácicas del flanco sur del Cerro Cuculí con movimientos de tipo inverso. La fotografía 3.11 muestra cómo la falla deforma rocas de la Formación Huaracané, así como los depósitos aluviales del Holoceno; se observa también cómo el buzamiento de la falla cambia de tener un ángulo de 45° a ser subvertical.



Figura 3.34 Vista panorámica de la Falla Incapuquio. En esta se observa cómo la falla afecta todas las rocas jurásicas y cretácicas del flanco sur del Cerro Cuculí; son desplazadas con movimientos de tipo inverso. La fotografía se ubica en las coordenadas 17°14'13.33"S y 70°48'38.61"O.



Fotografía 3.11 Ruptura superficial y deformación de rocas que componen la Formación Huaracané, así como depósitos aluviales del Holoceno. Fotografía ubicada en las coordenadas 17°17'56.61"S y 70°43'1.10"O.

La morfología del escarpe de falla se muestra degradada a lo largo de casi todo el trazo de falla; sin embargo, también hay zonas donde este se muestra muy conservado como, por ejemplo, hacia el margen derecho de la quebrada Cuculí (figura 3.33) evidencia clara de su reciente actividad.

La fotografía 3.12 muestra cómo la Falla Incapuquio afecta los conglomerados de la Formación Moquegua; el desplazamiento vertical es de 1.6 m y es de tipo inverso. Se observa una clara conservación del escarpe de falla debido al clima árido de la zona.

La fotografía 3.12 muestra cómo la Falla Incapuquio afecta los conglomerados de la Formación Moquegua; el desplazamiento vertical es de 3.5 m y es de tipo inverso. Se observa una clara conservación del escarpe de falla debido al clima árido de la zona.



Fotografía 3.12 Cara libre del escarpe de Falla Incapuquio, al sur del valle Moquegua, afecta los conglomerados de la Formación Moquegua con un desplazamiento vertical de 1.6 m. Fotografía tomada con vista al noroeste.



Fotografía 3.13 Falla Incapuquio, al norte del valle Moquegua, afecta los conglomerados de la Formación Moquegua con un desplazamiento vertical de 3.5 m; los clastos muestran estrías que indican movimientos de tipo inverso.

De acuerdo con las observaciones geológicas y geomorfológicas, la tasa de desplazamiento para esta falla es de 2 $^{\rm mm}/_{\rm ano}.$

3.3.3 Cordillera Occidental

Es la unidad más elevada de la Cordillera de los Andes, destacándose por constituir una cadena montañosa de dirección NO-SE con rumbos regionales que cambian hacia el oeste en las proximidades de las deflexiones de Abancay (Latitud 13°S-14°S) y Huancabamba (Latitud 5°30'). La línea de cumbres de la cordillera Occidental determina la divisoria continental entre las cuencas hidrográficas del Pacífico y del Atlántico.

La Cordillera Occidental está constituida por un núcleo Paleozoico cubierto por rocas mesozoicas y cenozoicas, deformadas por intenso plegamiento, fallas inversas y grandes sobrescurrimientos (p.ej. Lluta).

Entre Ayacucho (Latitud 15°30' S) y la frontera con Chile, la Cordillera Occidental alberga una notoria franja de conos volcánicos terciario-cuaternarios que siguen el alineamiento andino (IN- GEMMET, 1995).

3.3.3.1 Falla Jahuay Chico (MO-13)

Se ubica entre las provincias General Sánchez Cerro y Mariscal Nieto, se extiende de manera discontinua desde la quebrada Yalaque hasta la quebrada Los Molles; se compone de 3 segmentos.

El primer segmento se ubica entre la quebrada Yalaque hasta el cerro Los Calatos; tiene una longitud de ~29 km, una dirección N56°O y un buzamiento al noreste. La morfología del escarpe en este sector se encuentra degradada.

El segundo segmento se ubica entre el cerro Moquegua hasta la quebrada Jahuaychico; tiene una longitud de ~20 km, una dirección N78°O y un buzamiento al noreste. El escarpe de falla en esta zona no se encuentra conservado.

El tercer segmento se ubica entre la quebrada Quento hasta el río Cuellar; tiene una longitud de ~7 km, una dirección N68°O y un buzamiento al noreste. La morfología del escarpe en este sector se encuentra degradada.

Esta falla es una estructura precuaternaria que ha experimentado movimientos inversos. Afecta rocas jurásicas del Grupo Yura, rocas cretácicas de las formaciones Huaracané, Matalaque y Quellaveco, rocas paleógenas de las formaciones Sotillo y Moquegua, y rocas neógenas de las formaciones Huaylillas y Millo.

3.3.3.2 Falla Botiflaca (MO-14)

Se ubica en la provincia de Mariscal Nieto, entre las quebradas de Otora y Cocotea, cruza por la mina Cuajone; se extiende de manera sinuosa y abarca una extensión de ~16 km; tiene una dirección N74°O y un buzamiento subvertical al noreste.

En su terminación noreste, esta falla desplaza volcánicos de la Formación Huaylillas con un movimiento de tipo

inverso (figura 3.35). El escarpe de falla llega hasta los 40 m de altura.



Figura 3.35 Escarpe de la Falla Botiflaca que se presenta de en el relieve con un desnivel discontinuo que afecta depósitos recientes y las tobas de la Formación Huaylillas.

3.3.3.3 Falla Micalaco (MO-15)

Se ubica entre los departamentos de Moquegua y Tacna; esta falla se prolonga a lo largo de 33 km desde la quebrada Cortadera (Moquegua) hasta el cerro Cotañane (Tacna) (Macharé *et al.*, 2003, 2009).

En el departamento de Moquegua, esta falla se extiende de oeste a este entre la quebrada Cortadera y el límite departamental entre Moquegua y Tacna, al noroeste de la mina Toquepala; se extiende a lo largo de ~7 km, tiene una dirección N60°O y buzamiento subvertical al noreste. Esta estructura tiene un movimiento de tipo inverso, corta rocas volcánicas cretácicas de la Formación Quellaveco y depósitos aluviales.

En el sector Huacanane Grande (figura 3.36), se observa el trazo de la Falla Micalaco con dirección N55°O y un buzamiento al noreste, presenta un movimiento de tipo inverso con una componente de rumbo dextral, afecta depósitos cuaternarios y morfológicamente la falla se encuentra desplazando los drenajes.

La tasa de desplazamiento que presenta la Falla Micalaco es 0.20 $^{\rm mm}/_{\rm año}.$



Figura 3.36 Sector Huacanane Grande, sector noroeste de la mina Toquepala. Se observa el escarpe de la Falla Micalaco (triángulos amarillos); esta falla afecta los drenajes con desplazamientos laterales y verticales.

3.3.3.4 Falla Ayo-Lluta-Arequipa (MO-16)

Se ubica entre los departamentos de Moquegua y Arequipa; esta falla se prolonga desde el volcán Coropuna (Arequipa) hasta la pampa Tambillo (Moquegua). Benavente Escobar *et al.* (2017) describen la falla y segmentos que se ubican en el departamento de Arequipa.

En el departamento de Moquegua, el segmento de la Falla Ayo-Lluta-Arequipa se ubica en la provincia General Sánchez Cerro, exactamente entre el poblado Talamolle Nuevo (límite Arequipa- Moquegua) y la pampa Tambillo; tiene una longitud de I17 km, una dirección N60°O y buzamiento al noreste, presenta un movimiento de tipo inverso y afecta rocas neógenas de las formaciones Barroso, Sencca y Maure, así como rocas jurásicas del Grupo Yura. Esta falla no presenta evidencia de actividad Holocena.

3.3.3.5 Falla Omate (MO-17)

Se ubica en la provincia General Sánchez Cerro, entre el poblado de Chuñuhuayo y la quebrada Tambo; tiene una longitud de ~25 km, una dirección N75°O y un buzamiento al noreste; presenta un movimiento de tipo inverso y afecta rocas neógenas de las formaciones Barroso y Llallahui, rocas cretácicas de la Formación Matalaque y rocas jurásicas del Grupo Yura. Esta falla no presenta evidencia de actividad Holocena.

3.3.3.6 Zona de fallas Huaynaputina (MO-18)

Se ubica en la provincia General Sánchez Cerro entre el cerro Pucasaya hasta el cerro Huaynacoila al sureste del volcán Huaynaputina, tiene una longitud de ~51 km. Esta zona se compone de segmentos discontinuos que se extienden en los flancos este y oeste del volcán Huaynaputina. Estas estructuras afectan rocas cretácicas de la Formación Matalaque, rocas neógenas de la Formación Llallahui y del Grupo Barroso; también, cortan depósitos piroclásticos y cenizas producto de la última erupción del volcán Huaynaputina en el año 1600, lo que confirma la actividad reciente de estas fallas.

En el flanco este del volcán Huaynaputina, las fallas se extienden a lo largo de ~21km, tienen una dirección N28°O y un buzamiento al noroeste; el tipo de movimiento es normal, se encuentra afectando depósitos piroclásticos y cenizas del Huaynaputina, también depósitos aluviales y lahares. Morfológicamente, esta falla controla el drenaje y forma *sagponds* a lo largo del trazo de falla. En el sector cerro Soncojaja - cerro Huaynacoila (figura 3.37), la falla corta las cenizas del Huaynaputina y los ríos se encuentran controlados por el movimiento de la falla.



Figura 3.37 Flanco este, sector cerro Soncojaja - cerro Huaynacoila. Se observa el trazo de falla (triángulos) cortando depósitos piroclásticos y cenizas de la última erupción del Huaynaputina; también, se observa el drenaje controlado por la falla y presenta *sagponds* a lo largo de la traza de falla.

Las estructuras del flanco oeste se extienden a lo largo de ~30 km, tiene una dirección preferente N28°O y un buzamiento al noreste; el movimiento de estas fallas es de tipo normal.

En este sector las estructuras cortan principalmente flujos piroclásticos y cenizas de la última erupción del volcán Huaynaputina (figura 3.38).



Figura 3.38 Sector pampa San Bernabel - cerro Ticacocha. Se observan fallas del flanco oeste del volcán Huaynaputina (triángulos) cortando depósitos piroclásticos y cenizas de la última erupción.

3.3.3.7 Falla Tambo (MO-19)

Se ubica en la provincia General Sánchez Cerro, entre el cerro Pucará en el flanco este del volcán Ubinas hasta el cerro Lomatira, tiene una longitud de ~36 km, una dirección S15°E y un buzamiento al suroeste; presenta un movimiento de tipo normal y afecta rocas neógenas de la Formación Llallahui, rocas cretácicas de la Formación Matalaque e intrusivos del Cretácico.

En el flanco oeste del cerro Serqueserquin (figura 3.39) se observa estructuras paralelas; estas presentan una dirección S22°E y buzamiento al suroeste, tienen un movimiento de tipo normal, presentan escarpes conservados con un desnivel de 2 m, cortan depósitos aluviales y rocas volcano-sedimentarias de la Formación Matalaque. En este sector, la falla presenta una tasa de desplazamiento de 0.20 mm/año.



Figura 3.39 Sector cerro Serqueserquin. Se observan dos estructuras paralelas (triángulos amarillos); estas afectan depósitos aluviales.

3.3.3.8 Sistema de fallas Carumas-Calacoa (MO-20)

Se ubica en la provincia Mariscal Nieto entre el flanco suroeste del cerro Cahuara hasta el cerro Chinchillane, tiene una longitud total de ~100 km y un ancho de deformación de ~12 km; este sistema de fallas tiene una dirección preferente S50°E y un buzamiento al suroeste. Además, presentan un movimiento de tipo normal, afectan depósitos aluviales y fluvioglaciares, rocas neógenas de las formaciones Barroso y Llallahui, rocas cretácicas de la Formación Matalaque y rocas jurásicas del Grupo Yura.

A lo largo del sistema de fallas Carumas-Calacoa se registró intensa actividad sísmica durante los años 1999, 2001 y 2005 (Mariño *et al.*, 2006; Antayhua *et al.*, 2013). Estos eventos afectaron las localidades de Calacoa, San Cristóbal, Cuchumbaya, Solajo, Carumas y Soquesane; también, generaron eventos secundarios como derrumbes, deslizamientos y caída de rocas.

3.3.3.9 Zona de fallas Ticsani (MO-21)

Se ubica en la provincia Mariscal Nieto, se extiende de manera discontinua y en segmentos paralelos alrededor del volcán Ticsani entre la quebrada de Chariaqui y el cerro Puma; tiene una longitud total de ~44 km, una dirección preferente S58°E y un buzamiento al suroeste; presenta un movimiento de tipo normal y afecta rocas neógenas-cuaternarias volcánicas del Grupo Barro- so, depósitos holocenos aluviales y cenizas.

Esta falla presentó una intensa actividad sísmica importante durante los años 1999 y 2005; en el 2005 generó un sismo de 5.4 Ml y produjo más de 800 réplicas; el mecanismo focal resultante fue de tipo normal (Rivera *et al.*, 2006), Antayhua *et al.* (2013) realizan un monitoreo sísmico durante el 2008 y 2009, el resultado muestra que los epicentros de los sismos registrados se alinean a trazos de fallas; esta evidencia puede ser asociada a la actividad de la falla Ticsani.

En el sector entre el cerro Taypecopata y el nevado Janchata (figura 3.40) se observa dos estructuras con rumbo S50°E y un buzamiento al suroeste; estas fallas afectan andesitas del Grupo Barroso, depósitos aluviales y cenizas holocenas.

En el sector entre el cerro Blanco y la loma Huarintapani (figura 3.41) se observa un trazo con dirección S30°E y un buzamiento al suroeste, tiene un componente de rumbo sinestral, presenta un escarpe de 2 m de altura; afecta andesitas del Grupo Barroso y corta depósitos de ceniza del Holoceno.



Figura 3.40 Sector Taypecopata - Jamchata. Se observan dos estructuras paralelas, los triángulos amarillo indican el trazo de estas fallas; afectan depósitos aluviales y cenizas.



Figura 3.41 Sector cerro Blanco - Huarintapani. Se observa el trazo de la falla (triángulos) que afectan cenizas evidenciando la actividad reciente de la falla.

3.3.3.10 Falla Coralaque (MO-22)

Se ubica en la provincia Mariscal Nieto entre la quebrada Opani y el cerro Velayoc, tiene una longitud de ~31 km, una dirección preferente E-O y un buzamiento al sur. Presenta un movimiento de tipo normal y afecta rocas paleógenas de la Formación Pichu, rocas neógenas de las formaciones Maure y Barroso, y depósitos fluvioglaciares cuaternarios. En el extremo este de la Falla Coralaque, exactamente en el sector entre el cerro Jaroojo y el cerro Anaraya (figura 3.42), la falla se segmenta. Se observa tres estructuras paralelas, presentan una dirección oeste-este y se encuentran afectando rocas volcano-sedimentarias del Grupo Maure, rocas volcánicas del Grupo Barroso y depósitos fluviales y aluviales. En referencia a la morfología, estas estructuras afectan y controlan algunos drenajes, también se observa *sagponds*.



Figura 3.42 Sector cerro Blanco - Huarintapani. Se observa el trazo de la falla (triángulos) que afectan cenizas evidenciando la actividad reciente de la falla.

3.3.4 Altiplano

Altiplanicie ubicada entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental constituye una meseta de relieve moderado. Durante el cenozoico fue lugar de una cuenca intramontañosa receptora de la depositación continental principalmente del extremo este, actual Cordillera Oriental (Benavides Cáceres, 1999).

Presenta áreas más o menos planas, con ligeras ondulaciones y de contornos irregulares, separadas por quebradas profundas que cortan capas volcánicas subhorizontales.

3.3.4.1 Zona de Fallas Ichuña (MO-23)

Se ubica en las provincias de General Sánchez Cerro y Mariscal Nieto, entre los cerros Condornasa y el poblado de Aruntaya, tiene una longitud de ~80 km y un ancho de deformación de ~22 km, una dirección preferente NO-SE, se dispone en varios segmentos subparalelos. Los movimientos de estas fallas afectan rocas neógenas del Grupo Barroso y las formaciones Llalahui y Maure, rocas paleógenas de la Formación Pichu y rocas jurásicas del Grupo Yura.

En el sector entre la laguna Bancarani y el cerro Acopata (figura 3.43), se observa segmentos discontinuos y subparalelos, presentan una dirección NO-SE y buzamiento al suroeste, el movimiento de estas fallas es de tipo normal; afectan rocas del Grupo Maure y depósitos fluviales y fluvioglaciares (fotografía 3.14). En cuanto a la morfología de los escarpes de falla, generalmente se encuentran afectando los ríos, el drenaje se encuentra controlado por estas estructuras y a lo largo de los escarpes se presentan *sagponds* (fotografía 3.15).



Figura 3.43 Sector Laguna Bancarani, se observan fallas normales paralelas con dirección NO-SE.



Fotografía 3.14 Falla de tipo normal, tiene un rumbo S48°E y su buzamiento casi perpendicular 78° al suroeste; esta falla pone en contacto rocas del Grupo Maure y depósitos fluvioglaciares.



Fotografía 3.15 Fallas normales (flechas de color rojo). Presentan escarpes de 1 m. Estas se encuentran afectando depósitos fluvioglaciares; también se observa sagponds paralelos al trazo de falla.

En el sector cerro Cetepata, entre el río Challhuani y el río Chaje (figura 3.44), se observa una estructura continua con dirección N45°O y buzamiento al noreste. Presenta un movimiento de tipo inverso y afecta rocas volcánicas de la Formación Llallahui,

volcano-sedimentarias del Grupo Maure y depósitos aluviales y fluviales, morfológicamente esta estructura presenta un escarpe acumulado de 25 m, controla el drenaje y presenta *sagponds* a lo largo del trazo de falla.



Figura 3.44 Sector Cetepata, los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla, presenta un dirección NO-SE y buzamiento al noreste; esta falla tiene un movimiento de tipo inverso.

En el sector laguna Parinane (figura 3.45) se observa un trazo de falla continua con dirección N50°O y buzamiento al noreste. Presenta un movimiento de tipo inverso y afecta rocas volcanosedimentarias del Grupo Maure, andesitas del Grupo Barroso y depósitos aluviales y fluvioglaciares. Morfológicamente, se observa un escarpe de 1 m de altura, producto de la última reactivación de la falla y se encuentra cortando depósitos fluvioglaciares (fotografía 3.16).



Figura 3.45 Sector laguna Parinane, los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla, presenta una dirección NO-SE y buzamiento al noreste; esta falla tiene un movimiento de tipo inverso.



Fotografía 3.16 Las flechas de color rojo indican el trazo de la falla, presenta un movimiento de tipo inverso, tiene un escarpe de 1 m y afecta depósitos aluviales y fluvioglaciares.

3.3.4.2 Zona de fallas Pastogrande (MO-24)

Se ubica en la provincia Mariscal Nieto, entre el poblado de Aruntaya hasta los cerros Ichupata y Condorchicona (límite entre los departamentos de Moquegua y Puno), tiene una longitud de ~30 km y un ancho de deformación de ~15 km, una dirección preferente NO-SE; se dispone en varios segmentos subparalelos, todos los segmentos de falla presentan movimientos de tipo normal, y afecta rocas neógenas de las formaciones Capillune, Barroso y Sencca, y depósitos cuaternarios recientes aluviales (figura 3.46).



Figura 3.46 Mapa morfoestructural, donde se observa que los segmentos de la Falla Pastogrande (líneas negras) afectan depósitos aluviales cuaternarios.

Al noreste del embalse Pasto Grande, entre el cerro Chijorani y el cerro Chilalaca (figura 3.47), se observa una estructura continua con dirección NO-SE y buzamiento al suroeste; esta falla afecta principalmente depósitos holocenos aluviales y fluviales.

Morfológicamente, se observa el escarpe de falla ~3 m, afectando depósitos aluviales y el delta de los ríos tributarios al embalse Pasto Grande (figura 3.48).



Figura 3.47 Segmento Chijorani-Chilalaca. Se observa un trazo de falla continuo (triángulos de color amarillo); esta estructura corta depósitos aluviales y fluviales que desembocan al embalse Pasto Grande.



Figura 3.48 Escarpe de falla (flechas de color rojo) de 3 m de desnivel, ubicado en flanco suroeste del cerro Chijorani; afecta depósitos aluviales.

En el sector cerro Quesllampo (figura 3.49), se observan estructuras paralelas con dirección norte- sur y buzamiento al oeste; estos trazos afectan depósitos fluvioglaciares y tobas del

Grupo Barroso presentan escarpes conservados de hasta 3 m y afectan depósitos cuaternarios formando *sagponds* (figura 3.50).



Figura 3.49 Segmentos de Falla Pastogrande señalados por los triángulos en color amarillo que afectan rocas del Grupo Barroso.



Figura 3.50 Segmento de falla en el sector Quesllampo, las flechas de color rojo indican el trazo de la falla; esta estructura presenta un escarpe conservado con una altura de 2 m, afecta depósitos fluvioglaciares y formó un *sagpond*.

En el sector del cerro Queneamachini (figura 3.51) al norte del embalse Pasto Grande, se observa un trazo de falla con dirección S50°E y un buzamiento al suroeste. Presenta un movimiento de tipo normal y afecta andesitas del Grupo Barroso, morrenas y depósitos fluvioglaciares.

Morfológicamente, esta estructura presenta un escarpe de 3 m que se encuentra bien conservado, corta depósitos fluvioglaciares y controla el drenaje.



Figura 3.51 Sector cerro Queneamachini, los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla. Tiene una dirección NO-SE, y corta morrenas y depósitos fluvioglaciares del Holoceno.
CAPÍTULO IV REGISTRO DE SISMICIDAD EN CUENCAS CUATERNARIAS

4.1 INTRODUCCIÓN

Durante la elaboración del mapa neotectónico de la región Moquegua hemos identificado tres cuencas cuaternarias, principalmente cuencas intramontañosas de origen lacustre, las cuales presentan registros de estructuras de deformación en suelos blandos desencadenados principalmente por sismos.

El presente capítulo desarrolla el estudio, y análisis estratigráfico y sedimentológico de cada una de estas cuencas, su origen y evolución así como su importancia en el estudio de ampliar la ventana de observación paleosismológica.

Dentro de las unidades cuaternarias se tiene las siguientes:

- Depósitos lacustres Pampa San Lorenzo
- Depósitos lacustres Quinistaquillas
- Depósitos lacustres Gentilar

4.2 MARCO TEÓRICO

4.2.1 Estructuras sedimentarias de deformación en suelos blandos y su relación con los sismos

Considerando que las estructuras sedimentarias son características observables al igual que la litología, estas se forman *in situ* y son el reflejo del comportamiento en la superficie y alrededores, por lo cual son producto de los procesos geológicos que ocurren en el medio donde se forman.

Las estructuras sedimentarias de deformación en suelos blandos son denominadas como "SSDS" por sus siglas en inglés *Softsediment deformation structures*. Son estructuras producto de procesos físicos tales como la fuerza de la gravedad, el transporte, la meteorización mecánica, la licuefacción de suelos, entre otras, relacionadas a factores de fluidez, altura del estrato, espesor de estrato, dureza, viscosidad, densidad, etc.

Las SSDS se encuentran dentro de las estructuras sinsedimentarias y postsedimentarias; su análisis dependerá del tipo de estructura, el medio sedimentario y los procesos físicos relacionados. Las SSDS también representan estructuras relacionadas a la licuefacción de suelos, que es un fenómeno físico inducido por un evento sísmico; son estructuras paleosísmicas por excelencia y son también conocidas como "sismitas" (Rodriguez-Pascua, 1998). Actualmente, son las más estudiadas y utilizadas para la determinación de sismos en el pasado (Rodriguez-Pascua, 1998).

El tipo de material más susceptible a la licuefacción son arenas de grano fino a medio, bien seleccionadas. Basándose en observaciones realizadas en materiales afectados por el terremoto de Charleston, en 1886, Amick *et al.* (1990) señalan que los sedimentos más favorables para la génesis de estructuras de deformación por licuefacción son las formadas en ambientes de playa, barreras arenosas y sistemas fluviales. También, los ambientes lacustres y fluviolacustres tienen sedimentos susceptibles de licuefacción. Sims (1975) define licuefacciones a pequeña escala en sedimentos lacustres y *slumps* asociados a estas licuefacciones.

Los estudios experimentales (Owen, 1996) utilizan capas guía de carborundo, intercaladas entre arenas, que actúan como pequeñas discontinuidades confinantes. Después de la licuefacción, el agua se acumula bajo niveles generando pequeñas antiformas angulares; este proceso puede llegar a extruir o emerger de forma brusca cuando se supera la resistencia de la capa confinante.

El fundamento teórico de la licuefacción se basa en que los sedimentos arenosos sin cohesión y los depósitos de limos suelen tener una resistencia alta al corte, soportando grandes cargas sin producirse alteraciones en su estructura interna. Pero se puede producir la pérdida de resistencia de estos materiales cambiando su estado para pasar a comportarse como líquidos viscosos. El mecanismo que afecta a este cambio de estado de sólido a líquido es la licuación, que genera sedimentos licuefactados (Allen, 1977). Esta pérdida de cohesión puede producir desplazamientos a favor de pendientes o inyecciones de materiales licuefactados, en respuesta a gradientes de presión.

La licuación consta de dos mecanismos: la licuefacción y la fluidización (Allen, 1982). Para que se pueda producir la fluidización debe existir una fase fluida con un movimiento de ascenso relativo con respecto del sedimento, aunque esta no es una condición necesaria para licuefacción.

Moretti (2014) indica que existen diferentes orígenes para formar las SSDS, entre ellos los movimientos sísmicos. Se consideran como SSDS desencadenados por sismos a aquellas estructuras sedimentarias formadas en respuesta a un movimiento sísmico. Para el reconocimiento de un SSDS desencadenado por sismo se deben considerar algunos aspectos principales tales como:

Continuidad lateral

Las SSDS desencadenados por sismos aparecen de manera general y no local. Estas estructuras deformadas deben aparecer en los sedimentos inconsolidados y coetáneos de la cuenca en estudio, por lo que se considera a las cuencas lacustres como los medios más seguros para poder identificar estas estructuras, ya que su forma de sedimentación es continua y de cierta forma igual en la mayoría de la extensión de la cuenca.

Análisis vertical de los estratos

La influencia de un movimiento sísmico en sedimentos inconsolidados y/o con contenido de agua afecta tanto las capas superficiales como las inferiores, ya que dependiendo de la densidad entre ambos estratos y su interacción estos pueden deformar o deformarse. Los sedimentos no consolidados por carga diferencial o un efecto tixotrópico es causado por sacudidas bruscas; a este efecto se le conoce como licuefacción.

Medio sedimentario

Como anteriormente se indicó, un medio sedimentario lacustre era muy importante para asegurar la identificación de SSDS desencadenados por sismos; esto debido a su forma de sedimentación, la cual se da en una cuenca cerrada y de energía baja a moderada, además de la facilidad de poder realizar correlaciones estratigráficas de este medio. Sin embargo, las SSDS desencadenadas por sismos también pueden presentarse en otros medios sedimentarios, pero con menor certeza de ser interpretados correctamente. Por ejemplo, en el análisis de estructuras de deformación de un medio fluvial habría que considerar aspectos importantes, tales como la fluidez, turbidez, carga de sedimentos y eventos extraordinarios de flujo, aspectos que se representan por estructuras sedimentarias de carga (load casts), estructuras en flama (flamme structures), laminaciones convolutas, estructuras de bola y cojín (ball & pillow structures), colapsos (slumps) y brechas de clastos de lodo.

Tipo de material

El tipo de material o litología involucrada es importante al momento de analizar las SSDS. Estas estructuras se presentan únicamente en sedimentos o rocas sedimentarias.

Fuente sísmica

Conociendo el entorno de depositación de los sedimentos y el contexto tectónico de la cuenca sedimentaria con aparente cercanía a fallas se puede sugerir una posible deformación por reactivación de estas.

Shanmugam (2017) presenta un léxico de 120 SSDS, desencadenados por procesos tectónicos y/o sedimentarios. Dentro de los tipos de SSDS desencadenados por sismos más comunes se tiene:

- Laminaciones convolutas
- Colapsos (slumps)
- Volcanes de arena y/o lodo
- Estructuras de bola y cojín (ball & pillow structures)
- Diques clásticos y neptúnicos (clastic and neptunian dykes)
- Estructuras en flama
- · Brechas de clastos de lodo
- Estructuras en platos y pilares

4.2.1.1 Laminaciones convolutas

Es una estructura en la que los estratos o láminas se ven intensamente plegados, pero manteniendo una laminación continua. Existen muchas explicaciones para este proceso, pero de todas la más simple es la que postula que se produce por licuefacción diferencial de sedimentos embebidos en agua (sedimentos hidroplásticos), con la acción de fuerzas locales y diferenciales (cambio de presión por efecto de un sismo, o cualquier otro tipo de shock) (figura 4.1). La licuefacción del material hace que se produzca el flujo intraestratal que da lugar a las contorsiones o pliegues de las láminas, formando así una especie de arrugas (Barredo, 2004).

La estratificación dentro de los sedimentos puede ser interrumpida durante o después de la deposición y en pequeña escala por licuefacción del material (Nichols, 2009). Generalmente, se forma mejor en los sedimentos de grano fino o limo-arenosos, por licuefacción o por sobrecarga diferencial.

Los trabajos de Kuenen (1958), Ten Haaf (1956), Nagtegaal (1963) recogidos en la síntesis de Allen(1982) coinciden en diferenciar tres tipos de laminación convoluta (figura 4.2).

vel de limos				
vel de arena				
vel de limos				
SUPERFICIE EROSIONADA				
RAR				
Nivel de arena				
CIRCULACION DE FLUIDOS				

Figura 4.1 Modelo esquemático de la formación de una laminación convoluta.

Laminación convoluta posdepositacional

Se produce después de haber empezado el enterramiento. Los sinclinales son de longitud de onda mayor que los anticlinales. Además, la deformación va desapareciendo paulatinamente tanto en el piso como en el techo.

Laminación convoluta metadepositacional

Se desarrolla justo antes o inmediatamente después de que termine la sedimentación. Los pliegues se truncan al techo

donde pueden aparecer volcanes de arena en la terminación de los anticlinales.

Laminación convoluta sindepositacional

Se produce de manera constante durante la sedimentación del estrato. La característica principal de este tipo de deformación es el adelgazamiento erosional de grupos de láminas de sinclinales hacia anticlinales, truncando en muchos casos las crestas de los anticlinales.



Figura 4.2 Perfil longitudinal de una cuenca hidrográfica con sus partes (Allen, 1982).

4.2.1.2 Colapsos o slumps

Las estructuras de colapsos, mayormente conocidas por su significado en inglés *slump*, son deformaciones penecontemporáneas a la sedimentación, formadas por deslizamiento de una masa de estratos previamente depositados, ya sea sobre o cerca de una pendiente. Los *slumps* se ponen especialmente de manifiesto en series estratigráficas con alternancia de materiales competentes e incompetentes (areniscas-arcillas, calizas-margas, etc.). La estructura resultante es un conjunto de materiales plegados y en muchos casos fracturados (figura 4.3), intercalados entre estratos paralelos, que cortan las partes superiores de los materiales afectados, pudiendo llegar a tener hasta kilómetros de potencia.

La masa deslizada presenta en su estructura interna una intensa deformación producida durante el tiempo del colapso.

Estas estructuras no son indicativas de ningún ambiente deposicional en particular; se pueden encontrar tanto en medios continentales como en medios marinos.

Los *slumps* pueden ser causados por movimientos sísmicos o flujos inusuales de sedimentos, produciendo de esta forma sobrecarga y desestabilización en las pendientes, creando en algunos casos corrientes de turbidez.

Según una recopilación realizada por Allen (1982), el espesor de la lámina de sedimentos deslizada depende del ambiente depositacional en que se da el proceso. En ambientes glaciares raramente superan los 50 centímetros, con desplazamientos muy cortos (pocas decenas de metros). En sedimentos lacustres y marinos poco profundos, el espesor puede oscilar entre 1 y 10 metros. En depósitos marinos de aguas profundas, el espesor es similar al de los sedimentos de aguas poco profundas, pudiendo alcanzar los 100 metros. La extensión lateral de los *slumps* es muy variable, pudiendo oscilar entre los 200 metros y varios kilómetros.

Helwig (1970) describe las características composicionales de los sedimentos y la geometría inicial del deslizamiento. Considera a grandes rasgos dos tipos principales de sedimentos, combinados en láminas finas alternantes.



Figura 4.3 Modelo de un *slump*. Modificado de Alsop y Marco (2012).

Los principales esfuerzos desarrollados en *slumps* son de cizalla inducidos gravitacionalmente. Las estructuras de plegamiento y cabalgamiento vistas en el deslizamiento responden básicamente a desviaciones en el sentido de movimiento del slump o parada brusca del mismo.

4.2.1.3 Volcanes de arena

Las SSDS formadas por proceso de fluidización son a menudo llamadas estructuras de escape de fluidos, siendo estas el resultado de la expulsión de agua intersticial sobre una capa y/o superficie. Para que se forme un volcán de arena, el sedimento licuado es llevado a la superficie mediante tubos aislados, emergiendo a manera de volcanes de unas pocas decenas de centímetros de diámetro. Estos volcanes se pueden preservar solamente si condiciones de baja energía impiden que la arena sea retrabajada por otras corrientes. La arena llevada al exterior a través de estos diques clásticos también puede diseminarse sobre la superficie, usualmente como una lámina extruida de sedimento arenoso (Nichols, 2009). La sacudida de terremotos hace que las capas superficiales del suelo se hundan sobre capas subyacentes que se encuentren saturadas en agua. Dado que el agua no se puede comprimir, este fluido busca una salida dondequiera que se forme una fractura por encima de ella. Los sedimentos muy finos no tienen suficiente agua y no permiten que el fluido salga con la rapidez necesaria para formar los volcanes (figura 4.4).



Figura 4.4 Etapas en la formación de un volcán de arena. Modificada de Allen (1982).

4.2.1.4 Estructuras de bola y cojín (ball & pillow structures)

Si un cuerpo de material de densidad relativamente baja está cubierto por una masa de mayor densidad, el resultado es una situación inestable. Si las dos capas tienen relativamente la misma humedad, la densidad de masa inferior estará bajo presión y tratará de moverse hacia arriba aprovechando las zonas débiles en la unidad suprayacente, forzando que se deforme (Nichols, 2009). Mientras la arena es forzada a bajar y el barro sube, las bolas de arena y lodo pueden llegar a ser completamente aisladas dentro del lecho fangoso. Estas características del reparto son denominadas "estructuras de bola y cojín" (Owen, 2003).

Smith (1916) postula que las estructuras almohadilladas tienen una forma similar a pseudonódulos, aunque son mucho más grandes y en general la laminación interna está completamente involucionada (figura 4.5). Comúnmente son de arco elipsoidal y se destacan en la intemperie.

Además, estas estructuras se forman probablemente por el deslizamiento lateral de las capas superiores (Ksiazkiewicz, 1958). Estas estructuras son comunes en turbiditas de secuencias arenosas y otras situaciones donde la arena se deposita sobre lodos mojados (Nichols, 2009). Se forman en sedimentos arenosos saturados de agua por el efecto de un descenso vertical (provocado por efecto de sobrecarga) en el seno de un fango lutítico hidroplástico (Agueda, 2004).



Figura 4.5 Formación de las estructuras de bola y cojín (ball and pillow). Modificada de Agueda (2004).

La deformación se produce en estratos arenosos que descansan sobre lodos no consolidados. Se produce una disgregación total del estrato arenoso, reduciéndose a series de masas aisladas, incluidas, de manera más o menos continua, en el lodo infrayacente de menor densidad. Puede afectar a un único estrato de arenas o a varios. La diferenciación y clasificación de este tipo de estructuras no está muy clara; esta se realiza en función al tamaño de las estructuras y el modo de agregación (Allen, 1982).

Hempton y Dewey (1983) estudiaron las sismitas en el lago Hazar, emplazado en una cuenca Pullapart del este de la Falla de Anatolia. Definen pseudonódulos cuando estas estructuras aparecen independizadas. El tamaño medio de los pseudonódulos es de 50 centímetros de ancho y 45 centímetros de alto, compuestos por limos que "flotan" en el interior de arenas de grano fino. También, observan intrusiones de limos con forma de champiñón.

4.2.1.5 Diques clásticos y neptúnicos (clastic and neptunian dykes)

La fluidización o licuefacción de los sedimentos del subsuelo pueden resultar en la filtración de sedimentos, formando de esta manera diques centimétricos a métricos. Estos cuerpos verticales son típicamente compuestos por arena cortando diferentes estratos (figura 4.6). Se forman cuando ocurren fracturas debido a la presión de las capas suprayacentes, haciendo ingresar los sedimentos arenosos inducidos por la presencia de agua y la porosidad de los sedimentos en las grietas. Los sedimentos arenosos pueden formar algunas capas paralelas en los muros del dique.



Figura 4.6 Representación esquemática de las fases de desarrollo de las inyecciones en filón o diques. Modificado de Amick *et al.* (1990).

Existe una diferencia entre los diques que son inyectados desde capas inferiores y los rellenos de fisuras o grietas por material posterior. En muchos casos, el relleno de fisuras tiene su origen en la ocurrencia de movimientos sísmicos; también, ocurre que algunas soluciones abren grietas por procesos kársticos y que, además, son rellenados por otros sedimentos; este tipo de diques se distinguen de los diques clásticos, porque están formados y compuestos por sedimentos con distintos tipos de tamaño de grano, comúnmente llamado brecha. Estas estructuras de relleno de grietas son conocidos como diques neptúnicos *Neptunian Dykes* (Ricci Lucchi, 1995) (figura 4.7).

Obermeier (1994) considera que los diques clásticos son como inyecciones de arena en filón; se generan cerca de la superficie y son indicadores muy fiables de paleosismicidad. Los principales factores que controlan el desarrollo y densidad de diques son la potencia y estado de compactación del nivel, además del espesor de la capa confinante. En la mayor parte de los casos, las inyecciones intruyen a favor de fracturas en la capa confinante; sin embargo, estos procesos pueden estar asociados a desplazamientos laterales o fracturación en superficie por el efecto prolongado de un sismo.



Figura 4.7 Sección esquemática de una fisura de origen sísmico en materiales lacustres cuaternarios al noreste de Estados Unidos. Tomada de Thorson *et al.* (1986).

4.2.1.6 Estructuras en flama

Son estructuras de carga que generalmente no tienen elongación ni orientación preferencial (Tucker, 2003). Se forman donde la arena de mayor densidad se hunde parcialmente en el lodo o limo en el que sobreyace. Este mismo lodo es empujado hacia arriba inyectándose en el lecho de la arena suprayacente, definiendo así la estructura en flama (Nichols, 2009).

La superficie específica elevada de las partículas pequeñas del lodo tiene la propiedad de cohesión, que aumenta con la compactación y la densidad. Esto implica que la aplicación de esfuerzos puede deformar el material fino, haciendo que fluyan únicamente cuando un valor crítico, o límite sea alcanzado. La cohesión se puede perder instantáneamente si el lodo tiene otra propiedad, tixotropía, cuando existe movimiento o si su estructura en gel se destruye y se transforma en fluido. En otros términos, este se licuefacta. Cuando la deformación cesa, el fluido espontáneamente se gelifica y se vuelve rígido. La cohesión y la tixotropía están relacionadas con el estado coloidal en que las fuerzas electroquímicas son más importantes que la gravedad.

La perturbación mecánica que excede la resistencia cohesiva o cohesión, generadas por terremotos, forman estructuras de carga consecuentemente llamadas también sismitas o SSDS desencadenados por sismos (figura 4.8).



Figura 4.8 Etapas de formación de las estructuras en flama.

4.2.1.7 Brechas de clastos de lodo

Este tipo de estructuras generalmente se originan por el colapso de una parte de terraza fluvial o aluvial. El material colapsado ingresa a un canal con constante circulación de agua y este es transportado pocos metros hasta ser redepositado; los depósitos mayormente se realizan en zonas poco profundas y con baja energía hidráulica (figura 4.9).

La distribución de los clastos de material fino es caótica dentro de una matriz generalmente arenosa; los clastos blandos son angulosos a subangulosos y algunas veces se observan pequeños canales en el espesor de la capa con clastos.

Aunque estas estructuras no son consideradas como estructuras de deformación, son el resultado de colapsos o *slumps* ocurridos aguas arriba de la depositación, caídas que probablemente estén relacionadas a movimientos sísmicos o socavamiento del pie de la pared del canal o de la terraza fluvial.



Figura 4.9 Block diagrama explicando la formación de las brechas con clastos de lodo.

4.2.1.8 Estructuras en platos y pilares

Son estructuras de deformación ligadas genéticamente, que reflejan una concentración diferencial de material fino en sedimentos arenosos (Lowe, 1975; Lowe y LoPiccolo, 1974). Las estructuras en plato son superficies subhorizontales con laminaciones cóncavas hacia arriba. Se producen como consecuencia de escapes de agua hacia niveles superiores y por flujos horizontales.

Cheel y Rust (1986) describen estructuras en platos y pilares en sedimentos glaciares del Cuaternario superior como producto de licuefacciones. El proceso se inicia con una fluidización por el estrato (poco permeable), que produce laminación en convoluta en esta zona. Los anticlinales de la laminación en convoluta aparecen rotos por el escape de fluidos hacia la superficie en forma de diapiros o flamas. En el sedimento inmediatamente superior, menos denso y poco afectado por la licuefacción, el escape de la masa fluidificada genera estructuras de bola y cojín. Hacia el tope, la presión confinante se ha reducido lo suficiente como para que el sedimento fluidificado pase a tener un comportamiento completamente líquido. En estos últimos estadios del escape del fluido en el sedimento licuefactado, se producen estructuras en platos y pilares hacia el tope de la secuencia (figura 4.10).



Figura 4.10 Modelo evolutivo del desarrollo de la estratificación en convoluta, estructuras almohadilladas y estructuras en plato a causa de un movimiento sísmico. Modificada de Cheel y Rust (1986)

4.2.2 Distribución espacial de la intensidad utilizando SSDS desencadenados por sismos

La deformación se puede desarrollar en uno de los niveles licuefactables, en dos o en todos a la vez; por este motivo, proponemos una gradación de la "intensidad de la deformación" (figura 4.11):

- Grado I: limos licuefactados
- Grado II: limos y arenas licuefactados
- Grado III: limos, arenas y/o gravas licuefactados

Si tenemos en cuenta los límites empíricos de la licuefacción (Atkinson et al., 1984; Thorson et al., 1986; Scott y Price, 1988;

Audemard y Santis, 1991; Papadopoulos y Lefkopoulos, 1993; Obermeier, 1996), el grado I correspondería a una magnitud superior a 5, mientras que el III sería superior a 7.5. El grado Il sería una magnitud intermedia, pero la falta de estudios empíricos de licuefacción en estos materiales no permite interpretar la magnitud exacta asociada a este evento.

Atendiendo a esta gradación de la deformación y representando espacialmente los diferentes afloramientos correlacionados para el evento 4 en toda la cuenca, podemos trazar un mapa de "zonas de igual intensidad de la deformación" o "paleoisosistas" en las cuencas cuaternarias de la región Moquegua.



Figura 4.11 Esquema explicativo de la gradación de intensidades de la deformación para gravas (3), arenas (2) y limos (1). Rodriguez–Pascua *et al.* (2000).

4.2.3 Elementos arquitecturales en el análisis estratigráfico

El análisis sedimentológico de detalle mediante la descripción de litofacies, del mismo modo que los elementos arquitecturales para los depósitos de las cuencas cuaternarias de la región Moquegua, permitió establecer los paleoambientes y la evolución estratigráfica para los afloramientos de las secuencias cuaternarias en estudio. La asociación de litofacies otorgó los criterios para la identificación de elementos arquitecturales lacustres y fluviales. La distribución espacial de estos elementos y el análisis de las superficies de discontinuidad permitieron interpretar las distintas facies sedimentarias, principalmente las fluviales y lacustres (figura 4.12).

Litofacies	Descripción	Geometría	Procesos
сн	Gravas con clastos bien sorteados	Bancos tabulares masivos ó con estratificaciones muy toscas con base erosiva	Canal / Paleocanal
Gmm	Gravas con clastos bien sorteados. Matriz soportados de matriz arenosa gruesa, clastos redondeados a bien redondeados.	Bancos tabulares masivos ó con estratificaciones muy toscas, espesor: mediano a potente (0.5 a 5 m), base er osiva con concentración de clastos.	Colada de debris ó colada de Iodo muy viscosa.
Gcm	Conglomerados con gravas y clastos de gran tamaño, clasto soportados, en algunos casos pres enta clastos imbricados, los clastos pueden ser de cuarzo, carbonosos y lutitas.	Bancos lenticulares ó tabul ares, capas muy espesas a medias (hasta 7.5 m), superfície basal erosiva con imbricaciones de das tos frecuentes. Así como amalgamamiento frecuente.	Colada de debris con carga de fondo importante.
Sm	Arenas sin presencia de estructuras sedimentarias.	Bancos de espesor medio (0.6 a 1 m), de base erosiva. Masivos de color oscuro. Figuras de escape de agua son frecuentes.	Interacciones granulares y/ó fluidificación.
St	Arenas medias a finas	Bancos lenticulares de espesor mediano (1m). Estratificaciones cruzadas en arteza.	Migración de barrera
Sh	Arenas finas a gruesas con laminaciones horizontales paralelas	Bancos subtabulares espesos a poco espesos (0.05 a 2 m), base erosiva a neta. Estratificación plana horizontal. Paso progresivo hacia los finos.	Corrientes laminares de alto o mediano régimen.
SI	Arenas con laminaciones oblicuas de canal	Bancos tabulares potentes a medios (0.2 a 1m), base neta principalmente estratificación oblicua.	Régimen mixto en canal
Sv	Arenas finas a gruesas	Bancos lenticulares y tabulares con presencia de deformación, base erosiva a neta.	Licuefacción de suelos (sismitas)
Fm	Finos (limos o arcillas)	Espesor variable (hasta 01 m)	Decantación en medio de energía baja

Figura 4.12 Facies de Miall presentes en la estratigrafía de las cuencas cuaternarias de la Región Moquegua y sus respectivos procesos para desarrollar su análisis sedimentológico.

4.3 DEPÓSITOS LACUSTRES EN LA CUENCA DEL RÍO TAMBO

4.3.1 Introducción

El río Tambo es un afluente del océano Pacífico que disecta de este a oeste la cordillera Occidental (figura 4.13). La cordillera Occidental, geomorfológicamente, se caracteriza por presentar

valles disectados (por ejemplo, los valles del Colca y Cotahuasi en Arequipa), dejando al descubierto el registro geológico. Es así como en la parte media del valle del río Tambo, entre Omate y Quinistaquillas, se observan depósitos sedimentarios de posible edad cuaternaria. Estos depósitos, limo arcillosos con secuencias arenosas y canales de gravas, presentan estructuras sedimentarias de deformación o SSDS muy posiblemente relacionadas a sismos.





A continuación, se describirán y analizarán estos depósitos cuaternarios que se registraron en tres tramos del valle del río Tambo (Pampa San Lorenzo, Quinistaquillas y Gentilar).

Para ello, previamente se realizó el cartografiado geológico de la zona (figura 4.13) para luego realizar el levantamiento de columnas estratigráficas de detalle, poniendo énfasis en el registro de SSDS, que finalmente nos ayudará para el análisis paleosismológico de la zona.

Litoestratigráficamente, la zona de estudio presenta rocas de edades jurásicas a cuaternarias; el basamento mesozoico está

conformado por las secuencias sedimentarias del Grupo Yura y las unidades volcanoclásticas de las formaciones Matalaque y Toquepala. De igual forma, la actividad volcánica de la zona permitió la acumulación de sus depósitos en la zona de análisis.

4.3.2 Sedimentología de los depósitos lacustres en la cuenca del río Tambo

El estudio sedimentológico se realizó para cada tramo que registra depósitos sedimentarios de edad cuaternaria, procediendo con el levantamiento de columnas estratigráficas con énfasis en la identificación de SSDS desencadenados por sismos.

4.3.2.1 Pampa San Lorenzo

Este tramo comprende la zona denominada Pampa San Lorenzo, ubicada en la margen derecha del Río Tambo. En este tramo se levantaron seis columnas estratigráficas.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (A) Esta columna estratigráfica tiene 56 metros y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 284893 E y 8145881 S (figura 4.14).

Litológicamente, esta columna presenta cuatro secuencias. La base de la columna está representada por la secuencia 1 (S1). Está compuesta por arenas de granos finos a medios, de colores grises claros básicamente. Estos sedimentos están intercalados con niveles de limos y arcillas de color marrón o marrón amarillento. Esta secuencia presenta laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr), laminaciones convolutas (Sv) y laminaciones oblicuas (SI), y un colapso o slump al techo.

La secuencia 2 (S2) se encuentra sobreyaciendo y erosionando la secuencia 1. Inicia con un nivel de gravas con clastos pequeños (<5cm de diámetro) a la base. Está compuesta por niveles más potentes de arenas y limos en granodecreciencia. En esta secuencia se observa laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr), laminaciones oblicuas (SI), canal (Gm) y algunas estructuras sedimentarias de deformación (convolutas y estructuras en flama). La secuencia 3 (S3) está constituida principalmente de sedimentos finos (limos con algunos niveles delgados de arenas finas). Las estructuras sedimentarias presentes son laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr), laminaciones oblicuas (SI), laminaciones convolutas (Sv) y estructuras de deformación como laminaciones en flama y estructuras de bola y cojín.

Finalmente, la secuencia 4 (S4) es un importante nivel de gravas con laminaciones horizontales (Gh).

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, las secuencias (S1 y S3) pertenecen a medios deltaicos, mientras que las secuencias (S2 y S4) a medios fluviales. Estos medios sedimentarios están relacionados al depósito de sedimentos en la cuenca lacustre del paleolago en Pampa San Lorenzo.

Esta columna presenta además varios niveles deformados, con 30 SSDS en total, los cuales están distribuidos en las distintas secuencias sedimentarias. Los SSDS representan en su mayoría, estructuras deformadas por la energía hidráulica y carga de sedimentos de los canales tributarios al paleolago; sin embargo, es posible que algunas de estas SSDS estén originadas por sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante.



Figura 4.14 Columna estratigráfica (A), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo. Coordenadas UTM 284893 E y 8145881 S.observa también la Falla Incapuquio al suroeste.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (B) Esta columna estratigráfica tiene 150 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 285830 E y 8147733 S (figura 4.15).

Litológicamente, esta columna presenta seis secuencias. La columna inicia con la secuencia 1 (S1), compuesta principalmente por limos con algunos niveles de arenas medias y gruesas. Esta secuencia presenta laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr), laminaciones convolutas (Sv), laminaciones oblicuas (SI) y canales (CH); además, se observa niveles con estructuras de bola y cojín y estructuras en flama.

La secuencia 2 (S2) está compuesta principalmente por arenas finas a gruesas intercalado con limos. Son secuencias granodecrecientes estratocrecientes, sobreyaciendo la secuencia 1 en discordancia progresiva. En esta secuencia se observa laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr) y canales (CH); además, presentan estructuras de bola y cojín y estructuras en flama.

La secuencia 3 (S3) es una secuencia cíclica de intercalaciones de arenas medias a finas y limos, estratos decrecientes en todas sus facies. Las estructuras sedimentarias predominantes son las laminaciones horizontales (Sh).

La secuencia 4 (S4) está compuesta por arenas medias a finas intercalado con limos y canales (CH). Al igual que las secuencia 3 es predominante las laminaciones horizontales (Sh).

La secuencia 5 (S5) es la más potente entre las seis secuencias. Está constituida principalmente de limos intercalados con delgados niveles de arenas finas y medias. Presenta principalmente laminaciones horizontales (Sh) y algunos niveles con estructuras en flama.

Finalmente, la secuencia 6 (S6) está representada por una capa de gravas masivas (Gm).

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, las secuencias S1 y S5 son interpretadas por pertenecer a medios de origen lacustre, de igual forma la secuencia S3 a medios deltaicos y las secuencias S2, S4 y S6 a medios de origen fluvial.

Esta columna presenta además algunos niveles deformados, seis en total, los cuales están distribuidos en las secuencias de origen lacustre y fluvial. Los SSDS representan en su mayoría, estructuras deformadas por la energía hidráulica y carga de sedimentos de los canales tributarios al paleolago; sin embargo, es posible que algunas de estas SSDS estén originadas por sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante.



Figura 4.15 Columna estratigráfica (B), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (C) Esta columna estratigráfica tiene 12 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 286191 E y 8148616 S (figura 4.16).

Litológicamente, esta columna presenta únicamente dos secuencias. En la base de la columna, la secuencia 1 (S1) está compuesta principalmente por limos intercalados con niveles de arenas medias. Esta secuencia presenta laminaciones horizontales (Sh) principalmente. También se observan fallas sinsedimentarias deformando esta secuencia.

La secuencia 2 (S2) está compuesta por gravas, sobreyaciendo a la secuencia 1 con discordancia erosiva.

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, las secuencias 1 y 2 son interpretadas por pertenecer a medios de origen deltaico y fluvial respectivamente.

Esta columna presenta además un nivel deformado, el cual se registra en la secuencia de origen deltaico. La estructura de deformación (laminación convoluta) podría estar relacionada a un sismo local; sin embargo, esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (D) Esta columna estratigráfica tiene 56 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 286719 E y 8146686 S (figura 4.17).

Litológicamente, esta columna presenta tres secuencias. En la base de la columna, la secuencia 1 (S1) está compuesta por limos con niveles de arenas medias. Esta secuencia presenta laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr) laminaciones

oblicuas (SI) y un canal (CH); también, se observan algunos niveles con laminaciones convolutas.

La secuencia 2 (S2) estratocreciente sobreyace a la secuencia 1 en discordancia progresiva. Está conformado por arenas de grano medio intercaladas con limos. En esta secuencia se observa laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr), laminaciones oblicuas (SI) y algunas estructuras sedimentarias de deformación (laminaciones convolutas y *slumps*).

La secuencia 3 (S3) está constituida principalmente de sedimentos finos (limos con niveles de arenas de grano fino). Hacia el tope se observan niveles más potentes (20 cm) de arenas medias. Las estructuras sedimentarias que presenta son principalmente laminaciones horizontales (Sh) y laminaciones oblicuas (SI), además de algunas laminaciones convolutas y estructuras de bola y cojín.

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, las secuencias S1 y S3 son interpretadas por pertenecer a un medio de origen lacustre, mientras que las secuencia S2 corresponde a un medio deltaico.

Esta columna presenta además varios niveles deformados, diecisiete en total, los cuales están distribuidos en las tres secuencias sedimentarias. Los SSDS representan en su mayoría, estructuras deformadas por la energía hidráulica y carga de sedimentos de los canales tributarios al paleolago; sin embargo, es posible que algunas de estas SSDS estén originadas por sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante.



Figura 4.16 Columna estratigráfica (C), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.



Figura 4.17 Columna estratigráfica (D), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (E) Esta columna estratigráfica tiene 14 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 287534 E y 8145843 S (figura 4.18).

Litológicamente, esta columna presenta únicamente dos secuencias. En la base de la columna, la secuencia 1 (S1) está compuesta principalmente por arenas a la base y limos intercalados con niveles de arenas finas al techo. Esta secuencia presenta laminaciones horizontales (Sh) ondulitas (Sr), principalmente. También, se observa laminaciones convolutas, estructuras en flama, volcanes de arena y estructuras de bola y cojín, además de un paleocanal (CH).

La secuencia 2 (S2) presenta paquetes más potentes de limos y arenas intercalados, con laminaciones horizontales (Sh), laminaciones oblicuas (SI), estructuras en flama y laminaciones convolutas.

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, las secuencias 1 y 2 son interpretadas por pertenecer a medios deltaicos y fluviales, respectivamente.

Esta columna presenta además once niveles deformados, distribuidos en ambas secuencias. Los SSDS representan, en su mayoría, estructuras deformadas por la energía hidráulica y carga de sedimentos de los canales tributarios al paleolago; sin embargo, es posible que algunas de estas SSDS estén originadas por sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (F) Esta columna estratigráfica tiene 36 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 287630 E y 8145647 S (figura 4.19).

Litológicamente, esta columna presenta tres secuencias. En la base de la columna, la secuencia 1 (S1) es una secuencia

granodecreciente en todas sus facies. Está compuesta por una intercalación de arenas (de grano medio a grueso) y limos, con niveles delgados de grava. Esta secuencia presenta laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr) laminaciones oblicuas (SI) y paleocanales (CH); también, se observan varios niveles con estructuras en flama y laminaciones convolutas.

La secuencia 2 (S2) también es una secuencia granodecreciente, sobreyace a la secuencia 1 en discordancia progresiva. Está conformada principalmente por arenas de grano medio a grueso intercaladas con delgados niveles de limos; además, presenta niveles delgados de gravilla. En esta secuencia se observa una importante cantidad de paleocanales arenosos (CH) en la base; además, se observa laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr), laminaciones oblicuas (SI) y varios niveles con estructuras en flama.

La secuencia 3 (S3) es una pequeña secuencia constituida básicamente por sedimentos finos, limos masivos (Fm) principalmente.

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, las secuencias S1 y S3 son interpretadas por pertenecer a medios deltaicos; del mismo modo, la secuencia S2 corresponde a un medio de origen fluvial.

Esta columna presenta además varios niveles deformados, de los cuales dos son de mediana importancia; el resto de los niveles son muy pequeños y poco visibles. Los SSDS representan en su mayoría estructuras deformadas por la energía hidráulica y carga de sedimentos de los canales tributarios al paleolago; sin embargo, es posible que algunas de estas SSDS estén originadas por sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante.



Figura 4.18 Columna estratigráfica (E), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.



Figura 4.19 Columna estratigráfica (F), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.

4.3.2.2 Quinistaquillas

Este tramo comprende la zona ubicada entre el puente que cruza el río Tambo para unir Omate con Moquegua y las terrazas aluviales al sur de Quinistaquillas. En este tramo se levantaron seis columnas estratigráficas.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (G) Esta columna estratigráfica tiene 55 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 297112 E y 8143951 S (figura 4.20).

Litológicamente, esta columna presenta cuatro secuencias. En la base de la columna, la secuencia 1 (S1) está compuesta básicamente por gravas de paleocanales (CH).

La secuencia 2 (S2) sobreyace a la secuencia 1 en discordancia progresiva. Está compuesta mayoritariamente por sedimentos finos (limos y arcillas) con la presencia de algunos niveles delgados de arenas finas. Los limos están depositados en potentes bancos. En esta secuencia se observa laminaciones horizontales (Sh) y laminaciones oblicuas (SI), así como algunas estructuras sedimentarias de deformación (laminaciones convolutas, diques sedimentarios, volcanes de arena, colapso o *slump* y estructuras de bola y cojín). También, presenta un nivel intensamente bioturbado hacia el tope.

La secuencia 3 (S3) es una secuencia granodecreciente. Sobreyace a la secuencia 2 en discrodancia erosiva debido a la presencia de canal de grava; niveles más arriba se observa arenas y limos. Estos niveles están deformados con fallas sin sedimentarias y diques clásticos además presenta laminaciones oblicuas (SI).

Finalmente, la secuencia 4 (S4) está representada por un potente nivel de gravas con capas de arenas menos potentes.

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, las secuencias S1 y S4 son interpretadas por pertenecer a medios fluviales, mientras que las secuencias S2 y S3 corresponden a medios de origen lacustre respectivamente. Estos medios sedimentarios están relacionados al rellenado de sedimentos en la cuenca lacustre del paleolago en Pampa San Lorenzo.

Esta columna presenta además varios niveles deformados, nueve en total, los cuales están distribuidos en las secuencias S2 y S3. Los SSDS representan en su mayoría, estructuras deformadas por la energía hidráulica y carga de sedimentos de los canales tributarios al paleolago; sin embargo, es posible que algunas de estas SSDS estén originadas por sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (H) Esta columna estratigráfica tiene 29 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 297308 E y 8143945 S (figura 4.21).

Litológicamente, esta columna presenta únicamente una secuencia. La secuencia (S1) está compuesta por una intercalación de limos y arenas (de grano fino a grueso), con niveles calcáreos y volcánicos. Esta secuencia presenta laminaciones horizontales (Sh), laminaciones oblicuas (Sl) y paleocanales (CH); también, se observan varios niveles con estructuras en flama y laminaciones convolutas, niveles deformados por falla sinsedimentaria y un *slump* hacia el techo.

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, la secuencia se interpretada por pertenecer a un medio de origen lacustre.

Esta columna presenta varios niveles deformados, diez en total. Las SSDS en su mayoría son respuesta a la energía hidráulica de los flujos constantes y turbulentos que ingresaron al paleolago. Sin embargo, es posible que algunas de estas SSDS estén originadas por sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante.



Figura 4.20 Columna estratigráfica (G), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.



Figura 4.21 Columna estratigráfica (H), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (I) Esta columna estratigráfica tiene 29 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 297401 E y 8144445 S (figura 4.22).

Litológicamente, al igual que la columna H, esta columna también presenta también solo una secuencia. La secuencia (S1) está compuesta por una intercalación de limos y arenas (de grano fino a grueso), con niveles volcánicos. Esta secuencia registra principalmente laminaciones horizontales (Sh). Presenta, además, observan algunos niveles con estructuras en flama, laminaciones convolutas y *slumps*.

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, la secuencia es interpretada por pertenecer a un medio de origen lacustre.

Esta columna presenta algunos niveles deformados, cuatro en total. Las SSDS en su mayoría son respuesta a la energía hidráulica de los flujos constantes que aportaron con sedimentos al paleolago. Otra respuesta sería el efecto gravitacional que originan los *slumps* en cuencas inestables. Sin embargo, es posible que algunas de estas SSDS estén originadas por sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (J) Esta columna estratigráfica tiene 20 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 298655 E y 8145360 S (figura 4.23).

Litológicamente, esta columna presenta tres secuencias. La base de la columna o secuencia 1 (S1) está compuesta principalmente por limos intercalados con niveles muy delgados de arenas de grano fino. En esta secuencia se observa laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr) y laminaciones oblicuas (Sl); también, se observan niveles con laminaciones convolutas, slumps y estructuras de bola y cojín.

La secuencia 2 (S2) es una secuencia granodecreciente, sobreyace a la secuencia 1 en discordancia progresiva. Está conformada principalmente por arenas de grano fino intercaladas con delgados niveles de limos. En esta secuencia se observan ondulitas (Sh) y laminaciones horizontales (Sh); además, se observan algunos *slumps* y laminaciones convolutas.

La secuencia 3 (S3) es una pequeña secuencia constituida por una intercalación rítmica de arenas de granos finos y limos. Presenta ondulitas (Sr), laminaciones horizontales (Sh), laminaciones oblicuas (SI) y laminaciones convolutas (Sv).

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, las secuencias S1 y S3 son interpretadas por pertenecer a medios de origen lacustre, mientras que la secuencia S2 corresponde a un medio deltaico.

Esta columna presenta varios niveles deformados, diez en total, los cuales están distribuidos en las tres secuencias descritas. Las SSDS en su mayoría son respuesta a la energía hidráulica de los flujos constantes y turbulentos que ingresaron al paleolago. Sin embargo, es posible que algunas de estas SSDS estén originadas por sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante.



Figura 4.22 Columna estratigráfica (I), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.



Figura 4.23 Columna estratigráfica (J), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (K) Esta columna estratigráfica tiene 30 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 298292 E y 8145504 S (figura 4.24).

Litológicamente, esta columna presenta dos secuencias. En la base de la columna, la secuencia 1 (S1) está compuesta principalmente por limos intercalados con arenas de grano fino. Esta secuencia presenta laminaciones horizontales (Sh) y ondulitas (Sr). También se observa laminaciones convolutas, estructuras de bola y cojín y *slumps* o colapsos.

La secuencia 2 (S2) presenta capas de arenas intercalados con delgados niveles de limos; esta secuencia presenta laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr) y un paleocanal (CH) al tope, entre las estructuras de deformación se observan laminaciones convolutas, estructuras en flama y estructuras de bola y cojín.

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, la secuencia S1 pertenece a un medio lacustre y la secuencia S2, a un medio fluviodeltaico.

Esta columna presenta además once niveles deformados, distribuidos en ambas secuencias. Las SSDS en su mayoría son respuesta a la energía hidráulica de los flujos constantes y turbulentos que ingresaron al paleolago. Sin embargo, es posible que algunas de estas SSDS estén originadas por sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante. **COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (L)** Esta columna estratigráfica tiene 23 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 298637 E y 8145504 S (figura 4.25).

Litológicamente, esta columna presenta cuatro secuencias. La base de la columna o secuencia 1 (S1) está compuesta principalmente por arenas de grano fino a grueso intercalados con limos. En esta secuencia se observa laminaciones horizontales (Sh), ondulitas (Sr) y laminaciones oblicuas (SI).

La secuencia 2 (S2) está representada por una importante capa de grava con matriz arenosa.

La secuencia 3 (S3) inicia con una secuencia de limos masivos. Hacia el tope presenta niveles de arena de grano medio con laminaciones oblicuas de canal (SI).

La secuencia 4 (S4) está compuesta por gravas de canales recientes, los cuales se encuentran erosionando la secuencia S3. Los estratos gravosos son granodecrecientes y estratodecrecientes.

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, las secuencias S1 y S3 son interpretadas por pertenecer a medios de origen fluvio-deltaicos, mientras que las secuencias (S2 y S4) pertenecen a medios fluviales.

Esta columna no presenta niveles deformados.



Figura 4.24 Columna estratigráfica (K), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.



Figura 4.25 Columna estratigráfica (L), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.

4.3.2.3 Gentilar

Este tramo comprende la zona ubicada entre las localidades de Quinistaquillas y Gentilar. En este tramo se levantaron dos columnas estratigráficas.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (M) Esta columna estratigráfica tiene 56 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 306573 E y 8148530 S (figura 4.26).

Litológicamente, esta columna presenta dos secuencias. En la base de la columna, la secuencia 1 (S1), está compuesta principalmente por limos intercalados con delgados niveles de arenas finas, además se observa en su base algunos niveles de cenizas. En esta secuencia se observa laminaciones horizontales (Sh) y capas de limos masivos (Fm), a su vez se observa un nivel con laminación convoluta y un colapso o *slump*.

La secuencia 2 (S3) está constituida por un paquete de gravas clastosoportadas de canal (CH).

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, la secuencia S1 corresponde a un medio lacustre y la secuencia S2, a un medio fluvial.

Esta columna presenta dos niveles deformados, ambos se encuentran en la secuencia de origen lacustre. Es posible que algunas de estas SSDS estén originadas por sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante. **COLUMNA ESTRATIGRÁFICA (N)** Esta columna estratigráfica tiene 16 metros, y fue levantada en las coordenadas UTM 19s 307920 E y 8147235 S (figura 4.27).

Litológicamente, esta columna presenta tres secuencias. En la base de la columna, la secuencia 1 (S1) está compuesta principalmente por un paquete de gravas clastosoportadas de canal (CH).

La secuencia 2 (S2) es una secuencia granocreciente, sobreyace a la secuencia 1 en discordancia neta. Está conformada principalmente por una intercalación de limos y arenas de grano fino a medio. En esta secuencia se observa ondulitas (Sr) y laminaciones horizontales (Sh), además de laminaciones convolutas y estructuras bola y cojín.

La secuencia 3 (S3) está constituida por una intercalación de arenas de grano medio a grueso con niveles de limos. Presenta laminaciones horizontales (Sh), laminaciones convolutas (Sv) y estructuras bola y cojín.

Por su estructura interna, arquitectura sedimentaria y litología, la secuencia S1 corresponde a un medio fluvial, la secuencia S2 a un medio lacustre y la secuencia S3 a un medio deltaico.

Esta columna presenta solo un nivel deformado, el cual se encuentra en la secuencia de origen lacustre. Este nivel deformado presenta una laminación convoluta formada muy posiblemente a causa de sismos locales. Esta interrogante será resuelta con un análisis paleosismológico desarrollado más adelante.



Figura 4.26 Columna estratigráfica (M), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.



Figura 4.27 Columna estratigráfica (N), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.

4.3.3 Análisis sedimentológico

Con el levantamiento de las columnas en los tres tramos anteriormente descritos, realizamos correlaciones estratigráficas.

4.3.3.1 Tramo San Lorenzo

El tramo San Lorenzo, donde se han levantado seis columnas estratigráficas, registra sus depósitos lacustres a lo largo de 11 km en el valle del río Tambo, iniciando cerca al encuentro del valle del Río Tambo con la quebrada Quequejana, al suroeste de Omate y terminando cerca al puente que cruza el río Tambo. Los depósitos lacustres se observan mejor preservados en la zona media del tramo anteriormente mencionado.

El análisis de la distribución de las secuencias de origen lacustre nos permite inferir que la zona de inicio del paleolago responde a un represamiento, producto del colapso o deslizamiento del flanco sur del cerro Viejo (figura 4.28).



Figura 4.28 Imagen satelital Google Earth, con la ubicación de los depósitos coluviales que originaron el cierre del valle para dar origen a la formación de los paleolagos. También, se observa la posible distribución de los paleolagos en color celeste. Los círculos negros con letras rojas indican la ubicación de las columnas estratigráficas.

Con ayuda de las columnas estratigráficas podemos afirmar la existencia de un paleolago en la zona de San Lorenzo (L1), el cual ha depositado un aproximado de 330 m de sedimentos, siendo este nivel el punto más alto hasta donde se desarrolló el paleolago (figura 4.29).

El análisis sedimentológico nos indica la presencia de importantes aportes de sedimentos, tanto del río principal como de sus tributarios. En cuanto a la edad de este paleolago, no se pudo conocer la edad de su formación a causa del represamiento (figura 4.32). Sin embargo, se puede conocer la edad hasta la que este paleolago estaba emplazado en el valle; para ello, recurrimos a la datación de Benavente *et al.* (2012), quien obtuvo dataciones por C14 de 0.05 Ma y 0.05 Ma de material orgánico en sedimentos aluviales del tope de las secuencias lacustres. Es así como esta edad nos indicaría el término del paleolago y el restablecimiento del sistema fluvial en la cuenca.




4.3.3.2 Tramo Quinistaquillas

En el tramo Quinistaquillas se han levantado también seis columnas estratigráficas. En este tramo se registra depósitos lacustres a lo largo de 6 km en el valle del río Tambo, iniciando cerca del puente que conecta la vía Omate-Moquegua al sureste de Omate, y terminando a 2 km al sur de Quinistaquillas. Los depósitos lacustres se observan mejor preservados en la zona media del tramo anteriormente mencionado.

El análisis de la distribución de las secuencias de origen lacustre nos permite inferir que la zona de inicio del paleolago responde a un represamiento, producto del colapso o deslizamiento del flanco sur del cerro Chihues (figura 4.28).

Con ayuda de las columnas estratigráficas podemos afirmar la existencia de un paleolago en la zona de Quinistaquillas (L2), el cual ha depositado un aproximado de 120 m de sedimentos, siendo este nivel el punto más alto hasta donde se desarrolló el paleolago (figura 4.30).

El análisis sedimentológico nos indica la presencia de importantes aportes de sedimentos, tanto del río principal como de sus tributarios.

En cuanto a la edad de este paleolago, no se pudo conocer la edad de su formación a causa del represamiento (figura 4.32). Sin embargo, se puede conocer la edad hasta la que este paleolago estaba emplazado en el valle. Para ello recurrimos al mapa geológico del INGEMMET, Hoja 34u (Omate), donde se observan secuencias volcánicas de <0.01 Ma que se emplazaron encima del cuerpo deslizado que generó el represamiento del valle. Por esto se deduce que el paleolago debió formarse anteriormente a los 10 mil años. Sin embargo, se debería tener otras dataciones en sedimentos orgánicos para conocer la edad exacta del inicio del lago.

4.3.3.3 Tramo Gentilar

En el tramo Gentilar se han levantado dos columnas estratigráficas. En este tramo se registran depósitos lacustres a lo largo de 6 km en el valle del río Tambo; se inicia en la localidad de Gentilar, al este de Quinistaquillas, y termina a 4 km aguas arriba. Los depósitos lacustres se observan mejor preservados en la zona inicial del tramo anteriormente mencionado.

El análisis de la distribución de las secuencias de origen lacustre nos permite inferir que la zona de inicio del paleolago responde a un represamiento, producto del colapso o deslizamiento del flanco sur del cerro Cheo (figura 4.28).

Con ayuda de las columnas estratigráficas podemos afirmar la existencia de un paleolago en la zona de Gentilar (L3), el cual ha depositado un aproximado de 64 m de sedimentos, siendo este nivel el punto más alto hasta donde se desarrolló el paleolago (figura 4.31).

El análisis sedimentológico nos indica la presencia de importantes aportes de sedimentos del río principal, ya que en este tramo corto no se observan canales tributarios de mayor trascendencia.

En cuanto a la edad de este paleolago, no se pudo conocer la edad de su formación a causa del represamiento (figura 4.32). Sin embargo, se puede conocer la edad hasta la que este paleolago estaba emplazado en el valle. Para ello recurrimos al mapa geológico del INGEMMET, Hoja 34u (Omate), donde se observan secuencias volcánicas de <0.01 Ma que se emplazaron encima del cuerpo deslizado que generó el represamiento del valle. Es por ello que el paleolago debió formarse con anterioridad a los 10 mil años. Sin embargo, se debería tener otras dataciones en sedimentos orgánicos para conocer la edad exacta del inicio del lago.





Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en la Región Moquegua







Figura 4.32 Imagen satelital Google Earth con la ubicación de los paleolagos y los depósitos coluviales y aluviales con edades relativas.

4.3.4 Análisis paleosismológico

Haciendo uso de la sedimentología se pudieron identificar estructuras de deformación, las cuales tuvieron que ser analizadas para conocer su origen. Las estructuras de deformación o SSDS pueden estar relacionadas a procesos de sedimentación, gravedad, vulcanismo, tectónica, diagénesis, entre otros. Es así que, para este análisis, se discriminó estructuras que aparentemente guardan relación con la energía hidráulica de la paleocuenca; de igual forma se seleccionó a aguellas estructuras que cumplen con características típicas de SSDS desencadenas por sismos, tales como su continuidad lateral, análisis de capas suprayacientes e infrayacentes, medio sedimentario, material involucrado y fuente sísmica cercana. Además, debemos recordar que las estructuras sedimentarias como las laminaciones convolutas, colapsos o slumps, volcanes de arena, estructuras de bola y cojín y digues clásticos son estructuras cosísmicas como resultado de la licuefacción de suelos inconsolidados (Rodriguez-Pascua, 1998; Ricci Lucchi, 1995). También, es necesario mencionar que el ambiente sedimentario es lacustre, el cual es un ambiente de depositación ideal para el origen, conservación y reconocimento de las SSDS desencadenados por sismos; sus capas relativamente horizontales y su energía hidráulica baja (Benavente et al., 2010) facilitan la correlación y el reconocimiento de SSDS cosísmicos.

4.4.4.1 Paleolago San Lorenzo

El resultado de la selección de SSDS aparentemente relacionados a sismos en esta cuenca fue de once (11) niveles, los cuales están distribuidos en distintas secuencias de las seis columnas levantadas.

Sin embargo, habría que considerar el último criterio para el reconocimiento de SSDS cosísmicos. Nos referimos con esto a la continuidad lateral. Anteriormente, se mencionó que los eventos

sísmicos generan deformación por igual en toda la cuenca y no solo en sitios puntuales; por ello, se procedió a buscar la correlación de los once SSDS con la finalidad de reconocer la continuidad lateral.

Es así como el resultado de la correlación de los once SSDS nos ha permitido identificar finalmente siete niveles (E1, E2, E3, E4, E5, E6 y E7) (figura 4.33). Los niveles E1, E2, E3 y E6 son claramente correlacionables en secuencias deltaicas, mientras que los niveles E4, E5 y E7 son niveles correlacionables en medios lacustres.

Estos niveles, finalmente, representan la ocurrencia de siete eventos sísmicos o paleoterremotos, procesos geológicos de magnitudes importantes que dejaron evidencias en suelos susceptibles a ser deformados.

4.3.4.2 Paleolago Quinistaquillas

Con el mismo criterio que el tramo 1, en el tramo 2, se observaron un total de quince SSDS distribuidas en las seis columnas estratigráficas. De la correlación de estas SSDS en las columnas G, H, I, J, K y L (figura 4.34), se obtuvieron finalmente un total de siete niveles deformados. Los niveles básicamente fueron reconocidos en su mayoría en secuencias lacustres.

Estos niveles finalmente representan la ocurrencia de siete eventos sísmicos o paleoterremotos, procesos geológicos de magnitudes importantes que dejaron evidencias en suelos susceptibles a ser deformados.

4.3.4.3 Paleolago Gentilar

Igualmente, en el tramo 3 registra en sus dos columnas, cinco niveles con SSDS; sin embargo, solo solo se pudo correlacionar un nivel (figura 4.35). Este nivel representa un único evento sísmico durante el tiempo de existencia del paleolago en Gentilar.











4.3.5 Consideraciones finales

La presencia de secuencias lacustres en el río Tambo nos indican la ocurrencia de procesos geológicos de gran magnitud (terremotos y vulcanismo). Estos procesos, en muchos casos, generan efectos geológicos cosísmicos tales como la ocurrencia de movimientos en masa. Aparentemente, la presencia de los grandes deslizamientos en el valle del río Tambo pudieron haber sido generados por la ocurrencia de sismos con fallas activas como fuente sismogénica. Cumpliendo con las características típicas de una estructura de deformación por sismo, el registro de estas estructuras nos indica eventos sísmicos en la zona. Estos SSDS cosísmicos se formaron durante la depositación de las secuencias cuaternarias identificadas en la zona de estudio, considerando que muchas de ellas se registraron en secuencias lacustres de suelos no compactados y licuefactables (figura 4.36).



Figura 4.36 Esquema desarrollado por Rodriguez-Pascua (1998), donde se explica la distribución de SSDS con respecto a la altura de capa de agua en lagos. También se observan las magnitudes que pueden representar.

Según lo registrado en los tres paleolagos se observaron un total de diecisiete niveles de SSDS

desencadenados por sismos. Estos efectos cosísmicos ocurrieron durante la depositación de cada una de las cuencas lacustres (San Lorenzo, Quinistaquillas y Gentilar). De acuerdo con la tabla de caracterizaciones de SSDS desencadenados por sismos, propuesta por Rodriguez-Pascua (1998), hay una evidente relación de cada tipo de SSDS con el material licuefactado; además, los eventos sísmicos que representan estas SSDS pueden tener magnitudes mayores a 6.5 (figura 4.37).



Figura 4.37 Esquema explicativo de la gradación de intensidades de la deformación para gravas (3), arenas (2) y limos (1). Rodriguez–Pascua *et al.* (2000).

CAPÍTULO V EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LA VERTIENTE PACÍFICA E INFLUENCIAS NEOTECTÓNICAS

5.1 INTRODUCCIÓN

Uno de los objetivos principales de la geomorfología tectónica es entender la manera y grado en que el relieve o la topografía de un orógeno activo refleja la deformación de la superficie de la tierra. Para ello, uno de los procesos geomorfológicos importantes a analizar es la incisión del sistema de drenaje de una cuenca, ya que el levantamiento diferencial del relieve activa el proceso de incisión, y este último a su vez activa los procesos de erosión de laderas (Larsen y Montgomery, 2012) y erosión por difusión (Fernandes y Dietrich, 1997), cuya eficiencia esta modulada por el clima (Kirby y Whipple, 2012).

La vertiente pacífica de los Andes centrales es un frente montañoso activo, un laboratorio natural que permite entender los procesos involucrados en la formación de montañas, dado que concentra la mayor parte de la actividad sismotectónica y morfogenética (Avouac, 2003). Su evolución está controlada por las interacciones entre procesos de deformación cortical (fallas, pliegues, subsidencia flexural, rebote isostático), procesos superficiales (erosión-sedimentación) y el clima (precipitaciones, ciclos glaciales-interglaciales) (Burbank y Anderson, 2001). Dichas interacciones ocurren a diferentes escalas de tiempo y espacio, lo cual produce numerosos ciclos de retroalimentación entre los procesos actuantes (feedbacks). Por ejemplo, la actividad tectónica produce el relieve que controla los procesos superficiales al influenciar los patrones de erosión, el desarrollo de las redes de drenaje, el crecimiento de cuencas sedimentarias y el clima local (Koons, 1989; van der Beek et al., 2002). Por otro lado, los procesos de erosión, transporte y sedimentación promueven la transferencia de gran cantidad de material a través de la cadena montañosa, lo que modifica el equilibrio dinámico de las cuñas orogénicas e induce feedbacks mecánicos (fallas fuera de secuencia, formación de duplexes, curvatura de los corrimientos) (Willett et al., 1993; Mugnier et al., 1997; Hilley et al., 2004; Persson et al., 2004; García Jiménez, 2007).

Estudiar este tipo de interacciones en el campo supone realizar un análisis geométrico, hacer la datación de marcadores estructurales y geomorfológicos tales como fallas, pliegues, terrazas, abanicos aluviales (Burbank y Anderson, 2001; Lavé y Avouac, 2000), estudios paleoambientales

y el análisis de la sedimentación sintectónica (Puigdefàbregas y Souquet, 1986; Suppe *et al.*, 1992; Vergés *et al.*, 2002). Esos datos pueden documentar las fases principales del crecimiento de las montañas y su historia climática, aunque con frecuencia son escasos para constreñir la dinámica de los procesos que controlan su evolución morfológica. Para entender mejor la relación entre tasas tectónicas y de denudación es crucial comprender como los marcadores geomórfológicos se forman, evolucionan y registran la deformación.

Varios modelos numéricos y análogos han sido empleados para estudiar los mecanismos de interacción que vinculan tectónica y erosión con morfología. Por ejemplo, trabajos previos muestran como la precipitación orográfica modifica el estilo estructural de las cadenas montañosas (Koons, 1989; Willett *et al.*, 1993) y como los procesos tectónicos controlan el desarrollo de las redes de drenaje (van der Beek *et al.*, 2002). Otros modelos remarcan el impacto de la erosión y sedimentación sobre la estructura y evolución de las cuñas orogénicas (Mugnier *et al.*, 1997) o el rol de la tectónica y el clima sobre la máxima elevación de la topografía (Bonnet y Crave, 2003; Lague *et al.*, 2003).

5.2 MARCO TEÓRICO

El análisis geomorfológico se centró en hallar y calcular los parámetros e índices geomorfológicos Mx y Bx, las integrales hipsométricas de las cuencas, con el objeto de encontrar y analizar las perturbaciones tectónicas que están relacionadas a las propiedades geométricas intrínsecas de la superficie, el sistema fluvial de una cuenca y la actividad tectónica; cabe señalar que este análisis comprende desde la cabecera hasta el aforo de cada cuenca (figura 5.1).



Figura 5.1 Perfil longitudinal de una cuenca hidrográfica con sus partes.

A continuación, presentamos la introducción teórica de algunos conceptos que serán utilizados a lo largo del presente capítulo. Es necesario mencionar que parte del texto descrito proviene de síntesis realizadas por García (2010), Pastor Castilla (2013) y Castillo y Lugo-Hubp (2011).

Sismotectónica

Es término se aplica para describir la ocurrencia y características de los terremotos y su relación con la actividad de estructuras tectónicas (Udías y Buforn, 1994). En nuestro contexto, se observa que los datos de sismicidad, instrumental e histórica demuestran que la vertiente pacífica de los Andes concentra gran parte de las deformaciones asociadas a terremotos. A su vez estos terremotos están asociados a estructuras tectónicas activas (fallas, pliegues), las cuales acomodan gran parte del acortamiento en la cadena andina y contribuyen a la formación de nuevos relieves (Costa *et al.* (2006) para una síntesis).

Erosión

Es el proceso de remoción y transporte de material de suelo y rocas de la superficie, el cual se origina por diferentes agentes como el agua en escorrentía superficial, los vientos, glaciares, deslizamientos, etc. Los ríos de la cuenca del océano Pacífico atraviesan de este a oeste el Altiplano, volcanes activos cuaternarios, el flanco pacífico de la Cordillera Occidental, zona de piedemonte, pampas costeras y en algunos casos el Batolito de la Costa. En paralelo, en ciertos sectores, la actividad tectónica y/o magmática eleva el fondo de los valles y obliga a los ríos a acentuar la erosión, que se traduce en la incisión o profundización de su lecho arrancando material de este. Por otro lado, este proceso está modulado por las fluctuaciones

climáticas que a la escala de cadenas montañosas pueden variar los aportes de caudal y afectar la capacidad de erosión y transporte de los ríos.

Sedimentación

A lo largo de toda la cuenca se deposita una porción importante de los productos de erosión de la cadena montañosa. Los ríos que drenan los relieves descargan el peso aluvial que transportan en las cuencas sedimentarias. La naturaleza de los sedimentos (facies, composición) y la disposición geométrica de los estratos (*estratonomia*) registran en conjunto los datos de la historia tectónica y/o climática de los relieves. Por otro lado, los análisis de procedencia de las rocas sedimentarias en altas cordilleras y pampas costeras aportan datos sobre la dinámica de exposición de las fuentes litológicas, información con la que se puede reconstruir la historia de exhumación de las rocas en las cuencas de drenaje.

Procesos de deformación

Los esfuerzos tectónicos desplazan las rocas hacia arriba o abajo con respecto al geoide. Estos desplazamientos modifican la elevación y la pendiente local de la superficie terrestre, afectan las tasas de erosión, el desarrollo de las redes de drenaje, el crecimiento de cuencas sedimentarias y el clima local (Koons, 1989; Burbank y Anderson, 2001; van der Beek *et al.*, 2002). De acuerdo con la escala, los procesos pueden ser, en primer orden de magnitud, los que deforman la superficie de la corteza superior, deformación que se traduce en la formación de pliegues y fallas; y, en segundo orden de magnitud, a la escala de una cadena montañosa se incluyen los mecanismos de subsidencia por flexura cortical y levantamiento por rebote isostático, entre

otros. En este trabajo se estudian los efectos de los procesos de primer orden por ser los de mayor importancia en la generación de relieves cordilleras montañosas activas a la escala de tiempo considerada por la neotectónica.

Procesos de erosión y sedimentación en el piedemonte

Los procesos de erosión, transporte y sedimentación promueven la transferencia de grandes cantidades de material a través de la cadena montañosa, modifican el equilibrio dinámico de las cuñas orogénicas y provocan respuestas (*feedbacks*) mecánicas (fallas fuera de secuencia, formación de dúplex, curvaturas de los corrimientos, etc.) de acuerdo con lo señalado por Willett *et al.* (1993); Mugnier *et al.* (1997); Hilley *et al.* (2004); Persson *et al.* (2004); Simpson (2004); García (2010); Simpson (2006).

Los procesos superficiales controlan las etapas sucesivas de erosión-transporte-sedimentación del ciclo de las rocas, en el cual los clastos de roca son arrancados de los relieves (erosión), transferidos mediante una red de drenaje (transporte) y depositados en las cuencas sedimentarias (sedimentación).

Analizar la dinámica de los procesos elementales de erosióntransporte-sedimentación es esencial para comprender cómo los paisajes de un orógeno responden a las perturbaciones externas (clima - tectónica) y cómo la sedimentación registra esa historia.

Caracterizar las leyes físicas involucradas y comprender cómo reaccionan a las variaciones externas es el objeto de estudio actual de la geomorfología cuantitativa. Entre los avances más destacados en esta disciplina se pueden citar el análisis de datos cada vez más preciso (topografía digital, tasas de erosión, tasas de incisión, tasas de denudación, tasas de precipitación, tasas de sedimentación, etc.), la producción de modelos analíticos (leyes de erosión-transporte) y el desarrollo de modelos numéricos y experimentales que permiten poner a prueba diversas hipótesis de evolución topográfica (Graveleau, 2008).

Drenaje de la cuenca

El estudio de los procesos superficiales se basa en el análisis de una unidad morfológica de base, el drenaje de la cuenca. Esta se define como una región en la cual el conjunto de las aguas caídas en su superficie converge hacia un único río colector. Se delimita de sus cuencas vecinas por una línea divisoria de aguas y se pueden distinguir tres sectores de erosión-transporte diferentes: ríos, interfluvios y cumbres que pueden estar con glaciares o no.

La importancia relativa de cada uno de esos dominios depende en gran parte del clima y de la posición latitudinal de la cadena montañosa. Las cumbres con glaciares y los ríos ocupan pequeños porcentajes (5 - 10 %) del área drenada; sin embargo, su rol es muy significativo en la dinámica de los relieves. En efecto, la erosión glacial puede representar un mecanismo de destrucción de los relieves importantes según la naturaleza de los glaciares (Hallet *et al.*, 1996). Por otra parte, los ríos cumplen un papel principal en la dinámica de los relieves, ya que sus perfiles longitudinales fijan el nivel de base de los canales tributarios; en consecuencia, las condiciones límite a los procesos de remoción en masa de los interfluvios (Burbank *et al.*, 1996). Implícitamente, el río principal de una cuenca constituye el mecanismo principal de transmisión de una perturbación externa (climática, tectónica, nivel de base regional) a todo el drenaje de la cuenca (Howard, 1994, 1998; Tucker y Slingerland, 1997; Sklar y Dietrich, 1998; Whipple y Tucker, 2002).

Algunos de los parámetros importantes para el drenaje de la cuenca son los siguientes:

- El gradiente del relieve (relief ratio o stream gradient): es la relación entre el desnivel total de la cuenca y su longitud. Indica la pendiente media de la cuenca de drenaje. El relieve local (local relief) es el equivalente medido sobre un área más limitada de la cuenca.
- La relación de forma (basin axial ratio): cuantifica la elongación planar de una cuenca de drenaje (Hurtrez et al., 1999; Delcaillau et al., 2006).
- La hipsometría (hypsometry): es la proporción de la superficie de la cuenca situada bajo una altitud dada (Hurtrez et al., 1999; Delcaillau et al., 2006). Esta puede ser expresada tanto en 2D por una curva hipsométrica o en 1D por la integral hipsométrica. Según Strahler (1957), la integral hipsométrica expresa el grado de madurez de las cuencas. Si es elevada, la cuenca es inmadura. Si es baja, la cuenca es, al contrario, muy evolucionada. La integral hipsométrica puede también interpretarse en términos de proceso de erosión sobre las vertientes y de levantamiento tectónico (Delcaillau et al., 1998).

Procesos fluviales

Los ríos se organizan en forma de una red hidrográfica jerarquizada cuya función principal es el transporte de agua, producto de las precipitaciones, desde las zonas receptoras hacia los océanos. Este transporte se efectúa generalmente sobre largas distancias que pude ir desde varias decenas, centenas hasta incluso miles de kilómetros.

En función del poder de la corriente de agua que atraviesa los valles, los ríos pueden transportar los sedimentos resultantes de la erosión de las vertientes, erosionar su lecho o depositar su carga. En las regiones orogénicas, existen principalmente dos categorías extremas de ríos que se diferencian por las características del lecho activo y la carga de fondo (Howard, 1980, 1987; Howard *et al.*, 1994; Howard, 1998; Knighton, 1987).

Transporte

El transporte de los clastos o partículas en un curso fluvial se efectúa según tres grandes mecanismos (Yalin y Karahan, 1979): 1) como carga de fondo, 2) en suspensión, 3) como carga disuelta.

Incisión

Es la excavación que experimenta el lecho rocoso por la acción mecánica de la cobertura fluida en movimiento sobre la superficie (agua + carga sólida). La velocidad de esta excavación o profundización (la tasa de incisión) es una respuesta compleja del río a distintos factores. Cuando no hay ninguna perturbación de origen tectónico (levantamiento, variación del nivel de base) o climática, se observa que el perfil longitudinal de un río tiende hacia el equilibrio. Este perfil de equilibrio posee una forma levemente cóncava, contexto en el que la velocidad de incisión depende de la litología del sustrato (erodabilidad) y del flujo de agua que circula en la red de drenaje. En el caso de modificaciones externas (tectónica, clima), el río adapta su perfil incidiendo o depositando localmente su carga de manera más o menos intensa. Esta respuesta no es uniforme, ya que el río posee distintos parámetros para reaccionar a las modificaciones externas. Puede ser el mecanismo de erosión o transporte, la pendiente del lecho, el ancho del lecho, la sinuosidad, etc.

Marcadores morfotectónicos

En geomorfología tectónica es común estudiar diferentes marcadores capaces de registrar en su geometría la evolución del relieve. Estos marcadores están representados esencialmente por las terrazas fluviales, los abanicos aluviales y los marcadores de la red de drenaje (puntos de quiebre del perfil longitudinal de un río o *knickpoints*).

Knickpoint

Se utiliza comúnmente en geomorfología para denominar una zona de cambio abrupto de la pendiente del canal de un río. Se utiliza el término *knickzone* cuando estos cambios, o variaciones abruptas, abarcan un tramo importante del perfil longitudinal. Los *knickpoints* o *knickzones* evidencian el desequilibrio en un sistema fluvial y pueden estar presentes tanto en ríos aluviales como en ríos en lecho rocoso. Los *knickpoints* resultan de distintos procesos tectónicos, climáticos y geomorfológicos. La presencia de los *knickpoints* se relaciona de forma directa con:

- Zonas activas de levantamiento superficial (Lavé y Avouac, 2001; Wobus *et al.*, 2006) o en un tramo de un río afectado por una estructura tectónica activa (Burbank *et al.*, 1996).
- Descenso del nivel de base en todo un sistema fluvial (Begin et al., 1981; Snyder et al., 2002; Bishop et al., 2005; Crosby y Whipple, 2006) o causado por la captura de un cauce en concreto (García Jiménez, 2007).
- Erosión diferencial asociada a contactos litológicos (Goldrick y Bishop, 2007).

Otros mecanismos resultan de procesos heredados en el relieve, como la erosión glacial o los desprendimientos de rocas sobre el canal activo (Lancaster y Grant, 2006). Castillo y Lugo-Hubp (2011) identificaron una serie de procesos que explican la presencia de knickpoints en el lecho fluvial (figura 5.2).



Figura 5.2 Clasificación de knickpoints.

5.2.1 Parámetros e índices geomorfológicos

5.2.1.1 Parámetros Mx y Bx

Estos parámetros se obtienen a partir del análisis del perfil longitudinal del río principal de una cuenca, el cual dentro de un paisaje en estado de equilibrio, teóricamente, debería mostrar una forma cóncava (figura 5.3). Entonces, si la tasa de levantamiento se incrementa, el paisaje dejará de estar en equilibrio dando lugar a que en el perfil se formen superficies discontinuas en forma de escalera (figura 5.3), lo que devendrá en un incremento de la tasa de erosión, ya que el río siempre trata de regresar al estado de equilibrio. A los ríos les toma muchos años encontrar el equilibrio por lo que las perturbaciones quedarán registradas en el perfil durante mucho tiempo (miles de años) antes de que este regrese a su estado de equilibrio (Mudd *et al.*, 2014).



Figura 5.3 Perfil longitudinal de un río; en línea azul se muestra el perfil de un río en estado de equilibrio, en línea roja se muestra el perfil de un río inestable.

Para establecer un modelo de respuesta fluvial a las perturbaciones, nos basamos en las leyes que gobiernan el proceso. Al modelar la incisión de un río sobre el basamento rocoso, se define que la tasa de incisión es proporcional a la energía de flujo de la corriente de un río (Sklar y Dietrich, 1998), que es la medida de las principales fuerzas que actúan sobre el canal y que determinan la capacidad de transportar sedimentos y realizar un trabajo geomorfológico, fuerzas que son moduladas por la energía potencial gravitacional que actúa sobre un sistema fluvial (Bizzi y Lerner, 2015).

Entonces, apoyándonos en la ley de poder de erosión de la corriente (Whipple Tucker, 1999; Howard Kerby, 1983), que define la ecuación 5.1a:

$$E = kA^m S^n 5.1a$$

$$S = (\frac{U}{n})\frac{1}{n}A^{-\frac{m}{n}}$$
 5.1d

$$\left|\frac{\partial z}{\partial x}\right| = \left(\frac{U}{x}\right)^{\frac{1}{n}} A(x)^{-\frac{m}{n}}$$
 5.1e

$$|\partial x| = (K) + (U + m)^{\frac{1}{n}} K$$

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{b}{K}A_0^m\right)^n X \qquad 5.1f$$

$$con: x = \int_{x_b}^{x} \left(\frac{A_0}{A(x)}\right)^{\overline{n}} \partial x$$
 5.1g

Donde:

E: tasa de erosión (m^2/ka)

U: coeficiente de difusión (m^2/ka)

K: coeficiente de erosionabilidad del canal

A: área de drenaje local

S: pendiente local del canal

m y *n*: constantes

Bajo el hecho de que a los ríos les toma un tiempo considerable volver a su perfil de equilibrio, se tiene en cuenta que en un corto período (tiempo actual) la tasa de erosión será igual al levantamiento (ecuación 5.1b), dejando la ecuación 5.1c. Hack (1957) determinó que en general los perfiles de los ríos están representados por una función de Ley Potencial que establece la relación entre la pendiente local y el área de drenaje aguas arriba; con esta observación despejamos la pendiente (ecuación 5.1d).

Teniendo en cuenta que tanto la pendiente como el área de drenaje están en función de la distancia, obtenemos la ecuación 5.1e, la cual al integrar (ecuación 5.1f) definirá una función lineal, cuya pendiente, parámetro al que denominaremos con Mx, es la proporción de la tasa de erosión entre la erosionabilidad del canal elevada a la potencia 1/n, que plasmado en un mapa mostrará los lugares donde la tasa de erosión o erosionabilidad tiene más probabilidades de estar cambiando (Mudd *et al.*, 2014; Perron y Royden, 2013).

5.3 METODOLOGÍA

Este capítulo muestra un estudio morfológico exhaustivo de la red de drenaje de las cuencas más importantes que comprenden la región Moquegua: Tambo, Honda e Ilo-Moquegua. Para ello se utilizó como base el modelo de elevación digital SRTM de 30 ^m/_{px}, a partir del cual se definieron las cuencas y se extrajo la red de drenaje. Cabe mencionar que se utilizó los siguientes paquetes informáticos:

- Qgis 2.18 (Sistema de Información Geográfico)
- GDAL (Biblioteca de abstracción de Datos Geoespaciales)
- LSDTopotoolBox Chi Analysis (Compilación de scripts C++ para el análisis topográfico y geomorfológico)

 Anaconda Python - Spyder (Entorno de desarrollo científico en leguaje Python)

Una vez obtenido el DEM, hicimos el recorte de este según la zona a analizar, todo esto mediante Qgis y la herramienta "Clipper". El ráster resultante fue convertido al formato "ENVI" con extensión ".bil" para ser procesado en "LSDtopotoolbox - Chi analysis"; este proceso de conversión se realizó mediante GDAL, con las herramientas "gdalinfo" y "gdal-translate". Finalmente, el análisis se ha realizado mediante los siguientes programas del paquete LSDTopotoolBox, en el orden de listado:

- chi1_write_junctions.exe
- chi2_write_channel_file.exe
- chi_m_over_n_analysis.exe
- chi_get_profiles.exe

Del primer programa "chi1_write_junctions.exe" se obtuvo los siguientes archivos ráster necesarios para el cálculo de χ y *m/n*:

- Un mapa de sombras, archivo con el sufijo HS.
- Un mapa con el orden de los drenajes, archivo con el sufijo SO.
- Un mapa con todas las juntas, de los drenajes, codificadas, archivo con el sufijo JI.

Con el programa "chi2_write_channel_file.exe", a partir de los archivos ráster anteriormente obtenidos, se generó una base de datos de puntos de la red de drenaje, base de datos que es el dato de entrada para programa "chi_m_over_n_analysis.exe" que nos ayudará a estimar el mejor ajuste de *m/n* (figura 5.4) y, por ende, el mejor perfil χ para calcular los valores de *M*_x y *B*_x. A continuación, se muestran la evaluación del mejor ajuste de *m/n* para zona de estudio:



Figura 5.4 Evaluación del mejor valor para m/n.

Después de observar detenidamente el gráfico anterior determinamos el valor medio de m/n = 0,34. Conseguido el mejor ajuste de m/n procedimos a extraer los perfiles longitudinales y mapas de las cuencas en estudio para visualizar la ubicación de los M_x anómalo.

5.4 CARACTERÍSTICAS Y PARÁMETROS GEOMORFOLÓGICOS

Para el análisis geomorfológico de la región Moquegua, seleccionamos las tres cuencas hidrográficas de mayor área, para lo cual se tomó en cuenta los tributarios con un área de drenaje mayor a 1000 m² y una longitud mayor a 1/10 de la longitud del río principal, siendo de norte a sur las siguientes:

5.4.1 Cuenca Tambo

La cuenca Tambo se ubica al noroeste de la región Moquegua, comprende las regiones de Arequipa y Moquegua, tiene forma elongada e irregular, su rango de altura se encuentra de 0 a 5617 m s. n. m.

El río principal tiene 389 km de longitud y pasa por tres unidades morfoestructurales: la Llanura Costanera, la Cordillera Occidental y el Altiplano, drenando un área de 13 100.60 km² (figura 5.5).



Figura 5.5 Ubicación y extensión de la cuenca Tambo respecto a la región Moquegua.

Considerando el valor de m/n = 0.34, el rango de la pendiente en el espacio χ varía de 0 a 18, como se puede observar en la figura 5.6, donde la variación de color de azul a rojo define zonas de baja y alta erosión, respectivamente.

Tomando las distancias a partir del aforo de la cuenca, tanto en planta como en el perfil longitudinal de la cuenca (figuras 5.6 y 5.7), se observa baja erosión en los primeros 190 km, entre los 190 a 215 y los 235 a 245 km, los valores de erosión incrementan; desde los 250 km hasta la cabecera de la cuenca o Altiplano, los valores son bajos y están controlados por la pendiente baja.

El análisis longitudinal del río principal nos permitió delimitar dos zonas de *knickpoint* entre los 190 a 210 km y los 235 a 245 km de distancia al aforo de la cuenca, donde se ubica también el sector de mayor erosión, descrito líneas arriba.

En los primeros 110 km, tomando como referencia el aforo de la cuenca, aflora un cuerpo intrusivo, el cual se encuentra cubierto en algunos sectores por depósitos cuaternarios. Entre los 110 a 240 km se observan rocas cretácicas con cobertura cuaternaria y de los 240 a 390 km se halla una cobertura de rocas volcánicas (figura 5.8).

Las dos zonas de *knickpoint* están relacionadas con fallas regionales; estas limitan ambas zonas y generan cambios en el perfil longitudinal del río y consecuente inestabilidad de los tributarios.

Entre los 170 y 190 km de distancia con respecto al punto de aforo y a una altitud de 2500 m, se observan inflexiones en los tributarios, las que están relacionadas con una paleosuperficie constituida de rocas del arco volcánico Tacaza (25 Ma).

Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (figura 5.9), se observa que el río principal presenta una forma convexa, la cual corresponde a un río joven-maduro, con valores de R1 = 4.13.



Figura 5.6 Perfil Chi de la cuenca Tambo.



Figura 5.7 Mapa de valores M_X del drenaje de la cuenca Tambo.



Figura 5.8 Perfil litológico de la cuenca Tambo.



Figura 5.9 Hipsometría de la cuenca Tambo.

5.4.2 Cuenca Honda

La cuenca Honda se ubica al oeste de la región Moquegua, comprende las regiones de Arequipa y Moquegua; tiene forma elongada e irregular y su rango de altura se encuentra de 0 a 3000 m s. n. m.

El río principal tiene 115 km de longitud y pasa por tres unidades morfoestructurales: la Llanura Costanera, la Cordillera Occidental y el Altiplano, drenando un área de 1400.50 km² (figura 5.10).



Figura 5.10 Ubicación y extensión de la cuenca Honda respecto a la región Moquegua.

Considerando el valor de m/n = 0,34, el rango de la pendiente en el espacio χ varía de 0 a 5, como se puede observar en la figura 5.11, donde la variación de color de azul a rojo define zonas de baja y alta erosión, respectivamente.

Tomando las distancias a partir del aforo de la cuenca, tanto en planta como en el perfil longitudinal de la cuenca (figuras 5.11 y 5.12), se observa alta erosión en los primeros 30 km, desde los 30 km hasta la cabecera de la cuenca o Altiplano, los valores son bajos, debido a la baja pendiente de la zona.

El análisis longitudinal del río principal nos permitió delimitar una zona de *knickpoint*, entre los 50 y 60 km de distancia al aforo de la cuenca, donde si bien los valores de erosión son bajos en el río principal se muestran valores altos de erosión en los tributarios, que se encuentran en la margen izquierda de la cuenca a la altura de los 60 km de distancia al aforo de la cuenca. Entre los 10 y 20 km, tomando como referencia el aforo de la cuenca, afloran cuerpos intrusivos del jurásico y cretácico, que en algunos sectores se encuentran cubiertos por depósitos cuaternarios. Entre los 20 y 110 km, se observan rocas volcano-sedimentarias del jurásico y del cretácico, que en algunos sectores se encuentran cubiertas por rocas secuencias sedimentarias neógenas (figura 5.13).

La zona de *knickpoint* está relacionada a la Falla El Abra que además de afectar el canal del río principal afecta el perfil longitudinal de los tributarios, en donde afecta a rocas neógenas y depósitos cuaternarios.

Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (figura 5.14), se observa que el río principal presenta una forma de plana a convexa, lo cual corresponde a un río joven-maduro, con valores de R1 = 0.355.



Figura 5.11 Perfil Chi de la cuenca Honda.



Figura 5.12 Mapa de valores M_X del drenaje de la cuenca Honda.



Figura 5.13 Perfil litológico de la cuenca Honda.



Figura 5.14 Hipsometría de la cuenca Honda.

5.4.3 Cuenca llo-Moquegua

La cuenca llo-Moquegua se ubica al sur de la región Moquegua, tiene forma elongada e irregular, su rango de altura se encuentra de 0 a 5200 m s. n. m.

El río principal tiene 175 km de longitud y pasa por dos unidades morfoestructurales: la Llanura Costanera y la Cordillera Occidental, drenando un área de 3550 km² (figura 5.15).



Figura 5.15 Ubicación y extensión de la cuenca Honda respecto a la región Moquegua.

Considerando el valor de m/n = 0,34, el rango de la pendiente en el espacio χ varía de 0 a 12, como se puede observar en la figura 5.16, donde la variación de color de azul a rojo define zonas de baja y alta erosión, respectivamente.

Tomando las distancias a partir del aforo de la cuenca, tanto en planta como en el perfil longitudinal de la cuenca (figuras 5.16 y 5.17), se observa baja erosión en los primeros 43 km; desde los 43 km hasta los 46 km se observa un cambio a alta erosión; desde los 46 km hasta los 120 km se observa baja erosión; desde los 120 km hasta los 126 km se observa alta erosión y a partir de los 126 km hasta la cabecera de la cuenca o Altiplano los valores son bajos debido a la baja pendiente de la zona.

El análisis longitudinal del río principal nos permitió delimitar una zona de *knickpoint* entre los 120 a 130 km de distancia al aforo de la cuenca, donde se ubica también el sector de mayor erosión. En los primeros 25 km, tomando como referencia el aforo de la cuenca, afloran cuerpos intrusivos del Jurásico y del Cretácico, que en algunos sectores se encuentran cubiertos por depósitos cuaternarios. Entre los 25 a 175 km se observan rocas sedimentarias y volcano-sedimentarias del Jurásico, Cretácico y Neógeno, entre los 130 a 140 km se halla un cuerpo intrusivo cretácico (figura 5.18).

La zona de *knickpoint* está relacionada al cuerpo intrusivo cretácico, el cual está emplazado dentro del sistema de fallas Incapuquio que afecta en gran manera el perfil longitudinal del río principal de la cuenca; a partir de este se genera inestabilidad en las subcuencas de los tributarios.

Según los perfiles hipsométricos de la cuenca (figura 5.19), se observa que el río principal presenta una forma cóncava con sectores convexos, lo cual corresponde a un río maduro con valores de R1 = 2.012.



Figura 5.16 Perfil Chi de la cuenca llo-Moquegua.



Figura 5.17 Mapa de valores M_{χ} del drenaje de la cuenca llo-Moquegua.



Figura 5.18 Perfil litológico de la cuenca llo-Moquegua.



Figura 5.19 Hipsometría de la cuenca llo-Moquegua.

5.5 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA POR INFLUENCIA NEOTECTÓNICA

La vertiente pacífica de la Cordillera Occidental del sur del Perú presenta un relieve variado. En menos de 250 km de distancia puede presentar cambios abruptos en la elevación que va desde una profundidad de -8000 m en la zona de subducción hasta los 6000 m en la zona del arco volcánico cuaternario, lo que implica a su vez una gran variabilidad de la pendiente que va desde llanas y suaves hasta elevadas y accidentadas.

En el capítulo anterior se deja en evidencia de un récord de estructuras tectónicas cuaternarias y activas en la región Moquegua, donde la mayor parte de la deformación es asociada a esfuerzos compresivos y extensionales en la parte alta de la cordillera; estilos de deformación coherentes con la mayoría de las cadenas de montañas altas alrededor del mundo, donde al menos parte del alzamiento o de su gradiente topográfica está asociado a tectónica activa y esfuerzos compresionales.

Es así como los sectores de la Cordillera de la Costa, pampas costeras, zona de piedemonte y parte de la ladera oeste de la cordillera se caracterizan por presentar deformación cuaternaria y activa asociada a esfuerzos compresivos en general, mientras que en las partes altas del arco volcánico actual la deformación sugiere esfuerzos extensivos. Para relacionar la actividad de las fallas en función de los valores de erosión regionalmente, zonas inestables, definimos primero un m/n (concavidad) de 0.34, hallado a partir del promedio de las concavidades de las tres cuencas y canales tributarios descritas anteriormente (figura 5.4).

Con ello podemos observar que en zonas de las pampas costeras y de pendientes bajas aparecen valores de erosión anómalos, entre medianos a altos (p. ej. Tambo); estos relacionados directamente con fallas activas (figura 5.20).

En la zona de piedemonte, tanto las cuencas Tambo e llo-Moquegua muestran valores altos de erosión, los que están relacionados directamente con el sistema de fallas Incapuquio (figura 5.20).

En la parte alta de la cordillera, se pueden observar los valores máximos de erosión (p. ej. Tambo) asociado a procesos magmáticos y tectónicos. En el sector superior de la cuenca Tambo se observan valores altos que coinciden tanto con volcanes activos por fallas (figura 5.20). Se debe tener en cuenta que estos volcanes activos cuaternarios se encuentran controlados por fallas activas (Benavente *et al.*, 2010).

Paralelamente, los datos hallados en las cuencas Tambo e llo-Moquegua sugieren que estas se encuentran en proceso de encontrar su equilibrio lo que se traduce en valores de erosión elevados en la zona del arco volcánico activo y en la zona de actividad del sistema de fallas Incapuquio. La Cordillera de los Andes es un ejemplo de una cadena montañosa formada durante la subducción de una placa oceánica bajo una placa continental. Trabajos recientes muestran que el volumen cortical, mayormente relacionado con la meseta del Altiplano, se debe principalmente al acortamiento cortical concentrado en el extremo oriental del orógeno durante el Neógeno (Lamb & Hoke, 1997; Baby *et al.*, 1997; McQuarrie, 2002).

Sin embargo, en la zona de antearco, donde las placas de Nazca y Sudamericana vienen interactuando, existen ideas contradictorias sobre la importancia tectónica de estructuras compresivas, fallas inversas, en la corteza superior con respecto a una corteza inferior dúctil ubicada por debajo del antearco (Isacks, 1988; Lamb & Hoke, 1997; Wörner & Seyfried, 2001; Muñoz & Charrier, 1996; Victor *et al.*, 2004).

Trabajos en el norte de Chile proponen la actividad de sistemas de fallas inversas con tendencia hacia el oeste entre 30 y 6 Ma (Muñoz & Charrier, 1996; Víctor *et al.*, 2004 y Farías *et al.*, 2005). Asimismo, otros estudios reportan deformación reciente (Pliocuaternaria), interpretándose el levantamiento del antearco con variados modelos (Armijo & Thiele, 1990; Audin *et al.*, 2008 y Armijo *et al.*, 2010). Estas evidencias de actividad tectónica se contraponen al modelo que la vertiente occidental del Altiplano

es un monoclinal pasivo que no produce ninguna deformación significativa (Isacks, 1998).

En consecuencia, el estudio que presentamos a continuación guarda correcta relación a los realizados recientemente en el norte de Chile, donde sugieren una vista emergente de la margen occidental. Asimismo, en la margen occidental del sur del Perú, trabajos recientes ponen en evidencia tectónica activa compresiva paralela a la subducción (Audin *et al.*, 2006; Benavente *et al.*, 2008; Benavente & Audin, 2009; Hall *et al.*, 2012) y tectónica extensiva perpendicular (Audin *et al.*, 2008) y paralela (Sébrier *et al.*, 1985) a esta.

En conclusión, determinamos que la zona de antearco del sur del Perú muestra evidencias tanto neotectónicas como geormorfológicas de alzamiento reciente (<1 Ma), relacionado a actividad tectónica, mientras que la parte alta, zona de volcanes activos, muestra actividad extensiva, producto del incremento en el esfuerzo litosférico vertical que es compatible con la partición de esfuerzos generado por la subducción. Los períodos de extensión son entonces una compensación o acomodamiento de la corteza superior en respuesta a la compresión regional.



Figura 5.20 Mapa de valores M_{χ} de las tres cuencas seleccionadas

Finalmente, las fallas que limitan el arco volcánico con el Altiplano exponen reactivaciones de tipo transpresiva.

CAPÍTULO VI ESTUDIOS DE NEOTECTÓNICA Y SU IMPLICANCIA EN EL ORDENAMIENTO TERRITORIAL

6.1 INTRODUCCIÓN

La región Moquegua atraviesa un importante proceso de transformación, cambio y modernización a nivel regional; esto ha contribuido a su crecimiento y desarrollo. Según el Instituto Peruano de Economía, al año 2018, Moquegua se encuentra dentro de las tres regiones más competitivas del país, debido al conjunto de instituciones, políticas y factores que determinan su capacidad de producción.

Al ser una región minera por excelencia, se han generado grandes proyectos de inversión pública y privada que involucran los sectores de construcción, energía, minería, industria y medio ambiente.

Durante este período de transformación y crecimiento, el concepto de urbanización es inevitable e irreversible; este factor sumado a la configuración geológica y climática de la región conlleva al incremento en el riesgo de desastres y el potencial de pérdidas económicas y humanas por peligros geológicos; por lo expuesto, como contribución al desarrollo sostenible de esta región, es importante realizar una planificación de expansión urbana considerando la evaluación de peligros geológicos.

En este capítulo, describimos por qué es importante reconocer y evaluar el peligro sísmico y procesos asociados para realizar una planificación correcta del ordenamiento territorial.

6.2 ORDENAMIENTO TERRITORIAL Y GESTIÓN DE RIESGO

El Ordenamiento Territorial (OT) es un proceso técnico, administrativo y político de toma de decisiones concertadas con los actores sociales, económicos, políticos y técnicos para la ocupación ordenada y uso sostenible del territorio (MINAM, 2015).

Los Planes de Ordenamiento Territorial (POT) se elaboran con el propósito de intervenir deliberadamente en los procesos de uso y ocupación del territorio, ya sea para acelerarlos, controlarlos, revertirlos y orientarlos en función de una visión de futuro sostenible. Los POT nos permiten conocer la presión actual y futura sobre el territorio, los recursos, las potencialidades y las restricciones en el uso y la ocupación, entre estas, el riesgo de desastres.

La gestión de riesgo de desastre es un proceso social complejo a través del cual la sociedad logra reducir los niveles de riesgo de desastres existentes, prevé y controla la aparición de nuevos factores que incrementan la vulnerabilidad.

Es así como la gestión de riesgo parte del concepto de desastre, que es el resultado de los efectos de un fenómeno natural extremo sobre las personas e infraestructura vulnerables que ocasionan pérdidas humanas, daños materiales y ambientales.

Un fuerte terremoto (Mw>7) en una región no poblada no provoca un desastre. En cambio, un terremoto leve en una ciudad cuyas construcciones no son antisísmicas o que se encuentra rodeada de montañas inestables o sobre depósitos inconsolidados causa destrozos fatales, de manera que los fenómenos naturales extremos solo se convierten en desastres cuando afectan a personas vulnerables o expuestos a estos fenómenos naturales.

A nivel mundial, las catástrofes acontecidas entre los años 1980 y 2015 han tenido costos millonarios para las compañías aseguradoras (tabla 6.1).

Fecha	Evento	Región	Daño total	Monto asegurado MM US\$	Fatalidades
Mar-11	Terremoto y Tsunami	Japón (Tohoku)	\$ 210.000	\$ 40.000	15.88
Aug-05	Huracán Katrina	Sureste Estados Unidos	\$ 125.000	\$ 62.200	1.322
Jan-95	Terremoto	Japón (Kobe)	\$ 100.000	\$ 3.000	6.43
May-08	Terremoto	China (Sichuan)	\$ 85.000	\$ 300	84
Oct-12	Huracán Sandy	Caribe y Sureste Estados Unidos	\$ 68.500	\$ 29.500	210
Jan-94	Terremoto	o Estados Unidos (Los Ángeles)		\$ 15.300	61
Nov-11	Inundación	Tailandia	\$ 43.000	\$ 16.000	813
Sep-08	Huracán Ike	Caribe y Sureste Estados Unidos	\$ 38.000	\$ 18.500	170
Feb-10	Terremoto y Tsunami	Chile (Maule)	\$ 30.000	\$ 8.000	520
Oct-04	Terremoto	Japón (Honshu)	\$ 30.000	\$ 760	46

Tabla 6.1

Daño causado por las 10 catástrofes más grandes en los últimos 35 años

Fuente: NatCatSERVICE (2016)

En el Perú, el evento más catastrófico vivido en los últimos años fue el terremoto de Pisco ocurrido el 15 de agosto del 2007, terremoto de 7.90 M_w que afectó a las regiones de Ica, Huancavelica, Ayacucho y Lima; según INDECI (Instituto Nacional de Defensa Civil) este evento sísmico dejó 596 muertos, 1292 heridos y 76 mil viviendas derrumbadas (ORGANIZACIÓN DE SALUD, 2010) y las pérdidas económicas ascendieron los 3500 millones de soles (tabla 6.2) (INDECI, 2011).

Tabla 6.2
Pérdidas económicas por los efectos del sismo del 15 de agosto de 2007

Sector	Subsector	Total	Daños	Daños	Porcentaje
Sector		S/.	directos S/.	indirectos S/.	del Total%
	Vivienda	2 290 682 209	2 250 321 344	40 360 865	57.586
	Educación	302 139 861	275 668 807	26 471 053	7.596
Social	Salud	254 415 853	242 205 159	12 210 693	6.396
	Social	176 422 234	5 578 206	170 844 028	4.435
	Deporte y cultura	41 648 703	39 989 283	1 659 420	1.047
Infraestructura	Agua y saneamiento	157 191 026	157 191 026		3.952
	Transporte y Comunicaciones	112 216 617	109 514 578	2 702 039	2.821
	Electricidad	91 588 831	67 036 661	24 552 170	2.302

				C	ontinuación
Sector	Subsector	Total	Daños	Daños	Porcentaje
Sector		S/.	directos S/.	indirectos S/.	del Total%
	Agricultura	36 064 545	24 168 552	11 895 993	0.907
Productivos	Pesca	16 759 003	10 726 503	6 032 500	0.421
	Turismo	5 844 822	4 185 402	1 659 420	0.147
	Gastos en la atención de emergencia	335 094 042		335 094 042	8.424
Otros	Otros gastos de Intervención	157 609 586		157 609 586	3.962
	Medio ambiente	135 256	70 002	65 254	0.003
	Total	3 977 812 588	3 186 655 523	791 157 063	100

Fuente: INDECI (2011)

En la región Moquegua, la historia de desastres asociados a terremotos, erupciones volcánicas, inundaciones, deslizamientos, etc., evidencia la alta vulnerabilidad de la región frente a fenómenos naturales potencialmente peligrosos.

Es importante el análisis de riesgo, donde el peligro y la vulnerabilidad son factores fundamentales; la amenaza o peligro corresponde a la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno

natural peligroso con una magnitud determinada (Varnes, 1984); y la vulnerabilidad corresponde al grado de pérdidas o daños potenciales de un elemento o conjunto de elementos afectados por la ocurrencia de un fenómeno de magnitud determinada. El producto de estos dos elementos es el riesgo que expresa la probabilidad de ocurrencia y la magnitud de los posibles daños o pérdidas. De ocurrir estos sucesos terminaría en un desastre natural (figura 6.1).



Figura 6.1 En la figura se muestra que el peligro viene a ser la falla geológica, la vulnerabilidad son los poblados afectados, el producto de estos viene a ser el riesgo. De originarse la reactivación de la falla provocaría un sismo con una magnitud "X" que a su vez este evento provocaría la destrucción de viviendas o desencadenaría en movimientos en masa o de ladera (deslizamientos, derrumbes, etc.), que afectarían las ciudades, carreteras y obras de infraestructura, generando en muchos casos pérdidas humanas.

6.3 MAPAS DE RIESGO POR SISMO PARA LA REGIÓN MOQUEGUA

Los estudios de neotectónica contribuyen con la identificación y caracterización de fallas activas además de identificar el potencial sísmico de un lugar. Estos trabajos son necesarios para generar mapas temáticos aplicativos como los de riesgo sísmico y peligrosidad (Capítulo VI).

Por tanto, el estudio detallado de las fallas activas a través de la neotectónica y paleosismología es importante en la caracterización de la amenaza sísmica de una región, considerándose así una herramienta para los Planes de Ordenamiento Territorial, y a través de esta información concientizar e informar a la población acerca del aspecto tectónico y el riesgo sísmico del lugar que habita.

Mostraremos los mapas de riesgo para la región Moquegua en todos los escenarios generados a partir de las fallas caracterizadas y modeladas; en ellos se identificarán las zonas que se encuentran en riesgo o que serían afectadas (ciudades, infraestructura, represas, centrales hidroeléctricas, aeropuertos, etc.) de reactivarse las fallas con las magnitudes calculadas.

Teniendo como base los mapas resultados del análisis de la peligrosidad de movimientos en masa, o de procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo, superponemos las capas de áreas restringidas y la capa de infraestructuras de la región. Así podremos identificar qué obras de gran envergadura o ciudades se verán afectadas por la reactivación de las fallas para cada escenario generado.

Estos mapas ayudarán a la toma de decisiones en los planes de prevención locales o regionales, ya sea en la mejora de las construcciones apoyadas en las normas los rangos de aceleración sísmica de la Zonificación Sísmica del Perú vigente (2014) y la Norma E.030 de diseño sismorresistente de edificios del Perú (2014), o en los trabajos de prevención para fenómenos de movimientos en masa que serían detonados en un evento sísmico.

La región Moquegua cuenta con una población de 161 533 habitantes (tabla 6.3); políticamente está conformada por 3 provincias y 20 distritos.

Las principales actividades económicas desarrolladas en Moquegua son la agricultura, la ganadería, la pesca, la minería, y el comercio. Cuenta con obras de gran infraestructura, megaproyectos por ejecutar y presenta grandes extensiones de terreno consideradas como reservas o áreas naturales protegidas (figura 6.2).

	Toblacion Region moquegua				
Re	Deción	Poblaci	Tatal		
	Region	Hombres	Mujeres	Total	
	Moquegua	82 887	78 646	161 533	

Tabla 6.3 Población Región Moguegua

Fuente: INEI (2017)



Figura 6.2 Distribución de ciudades, áreas restringidas y obras de infraestructura principales en la Región Moquegua.

6.3.1 Transporte

El principal medio de transporte en la región Moquegua es el terrestre, seguido del aéreo y el marítimo.

Existen carreteras asfaltadas, afirmadas y trochas por las cuales es posible que puedan transitar camiones y autos, lo que hace posible el desarrollo del comercio y la industria; algunos kilómetros se encuentran en construcción y otros están en proyecto de mejora o apertura de nuevas carreteras. Los aeropuertos y terrapuertos sirven para el transporte masivo por estar en localidades estratégicas.

6.3.1.1 Red vial

Redes principales

En la actualidad Moquegua cuenta con dos vías primordiales como son la carretera Binacional que atraviesa la región de oeste a este y la carretera Panamericana Sur que la atraviesa de norte a sur.

A la vía Binacional confluyen la carretera de la Interoceánica y vías transversales que articulan el espacio andino y a su vez está conectada con el eje costero. A través de este sistema vial se mueve el mayor flujo de transporte de carga y pasajeros.

Redes secundarias

Las carreteras secundarias parten de las principales localidades hasta el interior de la región. Estas son carreteras afirmadas y trochas carrozables; se incluyen en esta categoría los caminos de herradura.

6.3.1.2 Red aérea

La región Moquegua cuenta con dos infraestructuras aeroportuarias:

- a) El aeropuerto de llo, ubicado en el distrito de llo, en la provincia de llo.
- El aeródromo Hernán Turque Podestá, ubicado en la ciudad de Moquegua (S.A., 2018).

6.3.1.3 Red marítima

La región Moquegua cuenta con el principal embarcadero industrial del sur del país, el puerto de llo. En este transitan naves marítimas nacionales y extranjeras. Además, cuenta con otros 3 puertos detallados en la tabla 6.4. Sus puertos tienen categorías de puertos mayores, donde tienen lugar las principales actividades comerciales nacionales e internacionales, y caletas que son pequeños embarcaderos de uso ocasional para la carga y descarga de mercancía.

Tabla 6.4 Puertos marítimos de la región Moquegua

Puerto	Categorías	Ubicación geográfica	
llo	mayor	17°38'29"S 71°20'52"O	
Ilo Southern	mayor	17°38'13"S 71°21'2"O	
Pacocha	caleta	17°16'48"S 71°20'36"O	
Inglés	caleta	17°39'22"S 71°21'3"O	

Fuente: Minem (2018)

6.3.2 Red energética

Moquegua cuenta con dos centrales termoeléctricas y dos centrales solares; estas abastecen de energía a toda la región (tabla 6.5).

6.3.3 Minería

La región Moquegua concentra unidades mineras en desarrollo y proyectos en fases previas a la explotación. En la tabla 6.6 se menciona algunas de las minas más importantes de la región e incluye proyectos en exploración.

Denominación	Empresa concesionaria	Tecnología	Ubicación	Capacidad
Central	ENERSUR S.A.	Generación termoeléctrica dual	Se ubica en la provincia de llo,	720 Mw
termoeléctrica llo 4		a gas natural y dieser bo		
Central			Os ubiss en la neu insis de lla	564 Mw
termoeléctrica planta Ilo-Reserva Fría	ENERSUR S.A.	Generación térmica a gas	en el puerto de llo.	
Central solar Rubí	ENEL GREEN POWER PERU S.A.	-	Se ubica en la provincia de Mariscal Nieto, en el distrito de	144.48
			Moquegua.	Mw
Central solar Moque- gua FV	MOQUEGUA FV S.A.C.	Solar fotovoltaica	Se ubica en la provincia de Mariscal Nieto, en el distrito de Moquegua.	16 Mw
Central Panamericana Solar	PANAMERICANA	Solar fotovoltaica	Se ubica en la provincia de Mariscal Nieto, en el distrito de	20 Mw
	SOLAR S.A.C.		moquoguu.	

Tabla 6.5 Red energética de la región Moquegua

Fuente: Osinergmin (2018)

Tabla 6.6

Unidades mineras de la región Moquegua

Proyecto	Provincia Etapa		Mineral predominante
AMATA	General Sánchez Cerro	Proyecto de Exploración II	Au
CARDONAL	llo	Proyecto de Exploración I	Au, Cu
COLQUEMAYO	General Sánchez Cerro	Proyecto de Exploración II	Au
CONYMECAR	llo	Proyecto de Exploración I	Au
ILO NORTE	llo	Proyecto de Exploración I	Cu, Au, Mo
LOS CALATOS Mariscal Nieto		Cartera de proyectos mineros	Cu-Mo
MALOO	Mariscal Nieto	Proyecto de Exploración I	Metálico
PEDREGAL	Mariscal Nieto	Proyecto de Exploración I	Cu
PICHA General Sánchez Cerro		Proyecto de Exploración I	Cu
PINCO-PINCO General Sánchez Cerro		Proyecto de Exploración I	Cu

			Continuación
Proyecto	Provincia	Etapa	Mineral predominante
PUCA URKKU	Mariscal Nieto	Proyecto de Exploración I	Cu
QUELLAVECO	Mariscal Nieto	Cartera de proyectos mineros	Cu
QUINSACOLLO	Mariscal Nieto	Proyecto de Exploración I	Cu
ROSA ROJA	General Sánchez Cerro	Proyecto de Exploración I	Cu
SAMI	llo	Proyecto de Exploración I	Au, Cu
SAN GABRIEL	General Sánchez Cerro	Cartera de proyectos mineros	Au
TASSA	General Sánchez Cerro	Proyecto de Exploración II	Ag,Au
CUAJONE	Mariscal Nieto	Proyecto en explotación, minería superficial	Cu, Mo, Au, Ag
LA FUNDICIÓN	llo	Fundición	Cu
MARIELA	Mariscal Nieto	Proyecto en explotación, minería superficial	Au, Ag
MINAS DE COBRE CHAPI	General Sánchez Cerro	Proyecto en explotación, minería superficial	Cu

Fuente: Minem (2018)

6.4 RIESGO POR MOVIMIENTOS EN MASA DETONADOS POR SISMO

Para el análisis del riesgo en la región Moquegua, superponemos las capas de infraestructuras importantes en los mapas de peligrosidad a movimientos en masa detonados por sismo, así podremos ver qué obras de gran envergadura y zonas urbanas se verían afectadas en caso de la reactivación de cualquiera de las fallas activas caracterizadas con los escenarios expuestos (figura 6.3).

6.5 RIESGO POR LICUEFACCIÓN DE SUELOS Y/O ASENTAMIENTOS DETONADOS POR SISMO

Siguiendo lo antes realizado para el análisis de riesgo por movimientos en masa detonados por sismo, superponemos las capas de infraestructuras importantes en los mapas de peligrosidad a procesos de licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo. De esta manera, se podrá ver qué obras de gran envergadura y zonas urbanas se verían afectadas en caso de la reactivación de cualquiera de las fallas caracterizadas en caso se reactivarán (figura 6.4).



Figura 6.3 Mapa de riesgo por movimientos en masa detonados por sismo.



Figura 6.4 Mapa de riesgo a licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo.
CONCLUSIONES

- 1. El registro sísmico instrumental en la Región Moquegua demuestra que esta zona del país presenta sismos constantemente durante todo el año. Gran parte de estos sismos están relacionados al fenómeno de la subducción, sin embargo, los sismos superficiales (< 30 km de profundidad) en su mayoría están relacionados a la reactivación de las fallas geológicas activas que se encuentran dentro del continente. Por este motivo, es que se realizó el presente boletín, con la finalidad de identificar y caracterizar las fuentes sismogénicas o fallas activas, para un mejor entendimiento de las causas y consecuencias de la ocurrencia de estos procesos de geodinámica interna.</p>
- Los métodos que utilizamos para realizar los estudios de Neotectónica son el uso de sensores remotos, análisis morfotectónicos, microtectónica, geología estructural y geofísica. Estas herramientas nos permitieron caracterizar las fallas activas, conocer su geometría y cuantificar la tasa de desplazamiento de cada estructura.
- 3. De igual manera se realizaron estudios de paleosismología en sedimentos lacustres del Cuaternario. Esta técnica consiste en analizar niveles deformados en sedimentos inconsolidados, los cuales por su distribución en la cuenca paleo-lacustre y el tipo de estructura sedimentaria de deformación nos permite asegurar la ocurrencia de terremotos durante la permanencia de estos paleolagos ubicados entre las localidades de Omate y Quinistaquillas. Los resultados de estos análisis nos indican la ocurrencia de más de media docena de sismos mayores a 5 grados de magnitud y al menos 2 sismos mayores a 7 grados de magnitud.
- 4. Nuestros trabajos de cartografía de fallas geológicas activas evidencian la presencia de 24 de estas estructuras en la Región Moquegua, de las cuales las fallas activas Pastogrande, Omate, Incapuquio, Purgatorio y Chololo son las más resaltantes, esto, teniendo en cuenta su ubicación, características morfológicas y cercanía a poblaciones y ciudades con mayor densidad poblacional.
- 5. El análisis de los marcadores morfotectónicos en las cuencas hidrográficas que se encuentran en la Región Moquegua,

usando el método para hallar los parámetros Mx y Bx, nos indica que las cuencas de los ríos Tambo y Honda están en un edad joven-madura, lo cual significa que el levantamiento andino, la presencia de volcanes activos y la presencia de fallas activas son procesos geológicos que actualmente vienen actuando de forma continua en la formación del relieve. Además, determinamos que la zona de antearco del sur del Perú muestra evidencias tanto neotectónicas como geormorfológicas de alzamiento reciente (<1 Ma), relacionado a actividad tectónica, mientras que la parte alta, zona de volcanes activos, muestra actividad extensiva, producto del incremento en el esfuerzo litosférico vertical que es compatible con la partición de esfuerzos generado por la subducción. Los períodos de extensión son entonces una compensación o acomodamiento de la corteza superior en respuesta a la compresión regional.

- 6. En la región Moquegua, la historia de desastres asociados a terremotos, erupciones volcánicas, inundaciones, deslizamientos, etc., evidencia la alta vulnerabilidad de la región frente a fenómenos naturales potencialmente peligrosos. En este aspecto, los estudios de neotectónica contribuyen con la identificación y caracterización de fallas activas además de identificar el potencial sísmico de un lugar.
- 7. Nuestros estudios nos permitieron generar mapas de PGA, amenaza sísmica para movimientos en masa y procesos de licuefacción de suelos. Estos mapas se calcularon a partir de las interacciones entre los mapas de aceleraciones y la litología. Nuestros resultados se muestran en diferentes mapas, en los cuales se puede observar que, en las zonas de influencia ante la ocurrencia de un sismo, se encuentran emplazados poblaciones y ciudades que podrían ser afectadas.
- La importancia de realizar estudios de neotectónica, identificando y caracterizando las fallas activas, consideradas como fuentes sismogénicas, es conocer la amenaza sísmica de la región, siendo esta información una contribución para los Planes de Ordenamiento Territorial y la Gestión del Riesgo de Desastres.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acocella, V.; Gioncada, A.; Omarini, R.H.; Riller, U.; Mazzuoli, R., & Vezzoli, L. (2011) - Tectonomagmatic characteristics of the back-arc portion of the Calama-Olacapato-El Toro Fault Zone, Central Andes. *Tectonics*, 30(3): 1819-1847.
- Agueda, J.A. (2004) Estructuras sedimentarias originadas por erosión (en línea). 7 p. (consulta: julio 2018). Disponible en: https://www.yumpu.com/es/document/view/14367485/estructuras-sedimentarias-originadas-por-erosion
- Alden, A. (2017) Tectonic landforms: escarpments, ridges, valleys, basins, offsets (en línea). ThoughtCo, (consulta: agosto 2018). Disponible en: https://www.thoughtco.com/tectonic-landforms-4123173>
- Allen, J.R.L. (1977) The posible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Journal of the Geological Society*, 134(1): 19-31.
- Allen, J.R.L., ed. (1982) Sedimentary structures, their character and physical basis. Amsterdam: Elsevier Science, 2 vols., Developments in Sedimentology, 30.
- Allmendinger, R.W; Strecker, M.R.; Eremchuk, J.E. & Francis, P.W. (1989) - Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 2(2): 111-130.
- Almendinger, R.W. (2018) FaultKin 8 (en línea). (consulta: agosto 2018). Disponible en http://www.geo.cornell. edu/geology/faculty/RWA/programs/faultkin.html
- Alsop, G.I. & Marco, S. (2012) A large-scale radial pattern of seismogenic slumping towards the Dead Sea Basin. *Journal of the Geological Society*, 169(1): 99-110.
- Amick, D.; Gelinas, R.; Maurath, G.; Cannon, R.; Moore, D., et al. (1990) - Paleoliquefaction features along the Atlantic seaboard. Washington, DC: US Nuclear Regulatory Commission, 146 p. Technical Report NUREG/CR-5613.

- Anderson, J.E. (1979) A Theoretical Foundation for the Gravity Equation. *American Economic Review*, 69(1): 106-116.
- Antayhua, Y.; Ramos, D. & Masías P. (2013) Monitoreo de los volcanes Ticsani, Sabancaya y Huaynaputina periodo 2006-2012. INGEMMET, Boletín, Serie C: Geología Ambiental y Riesgo Geológico, 53, 118 p.
- Atkinson, G.M.; Finn, W.D.L. & Charlwood, R.G. (1984) Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthquake Spectra*, 1(1): 107-123.
- Audemard, F.A. & De Santis, F. (1991) Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 44(1): 5-16.
- Audin, L.; Lacan, P.; Tavera, H. & Carretier, S. (2006) The Chololo fault system and geomorphic evidences of recent tectonic activity in the Coastal Cordillera, southern Peru. En: Congreso Geológico Chileno, 11, Antofagasta, 2006. Actas, vol. 2: Geodinámica Andina. Antofagasta: Universidad Católica del Norte, 4 p.
- Audin, L.; Lacan, P.; Tavera, H. & Bondoux, F. (2008) Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: The Chololo Fault System and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru. *Tectonophysics*, 459(1-4): 174-185.
- Avouac, J.-P. (1993) Analysis of scarp profiles: Evaluation of errors in morphologic dating. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B4): 6745–6754.
- Avouac, J.-P. (2003) Mountain building, erosion and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. Advances in Geophysics, 46: 1-80.
- Barredo, S. (2004) Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de Rincón Blanco, Precordillera Occidental, provincia de San Juan. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 326 p.

- Begin, Z.B.; Meyer, D.F. & Schumm, S.A. (1981) Development of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6(1): 49-68.
- Bellido, E. & Narváez, S. (1960) Geología del cuadrángulo de Atico, Hoja 33-o. Comisión Carta Geológica Nacional, 2, 59 p.
- Benavente, C. & Audin, L. (2009) Geometría, morfología y peligro sísmico de la falla Purgatorio Mirave - antearco del sur del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (103): 185-196.
- Benavente, C.; Carlotto, V. & Del Castillo, B. (2010) Extensión en el arco volcánico actual del sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco, 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 766-769.
- Benavente, C.; Delgado, F. & Audin, L. (2012) Estratigrafía de las cuencas lacustres Colca y Omate: ejemplos de paleosismicidad y tectónica activa del arco volcánico cuaternario y actual de los Andes centrales del sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 16, Lima, 2012. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Benavente, C.; Delgado, G.; García, B.; Aguirre, E & Audin, L. (2017) - Neotectónica, evolución del relieve y peligro sísmico en La región Arequipa. *Ingemmet. Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica,* 64, 390 p.
- Benavides, V. (1999) Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the andean cycle. En: Skinner, B.J., ed. *Geology* and ore deposits of the Central Andes. Littleton, CO: Society of Economic Geologists, Special Publication 7, p. 61-107.
- Bishop, P.; Hoey, T.B.; Jansen, J.D. & Artza, I.L. (2005) -Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in Eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(6): 767-778.
- Bizzi, S. & Lerner, D.N. (2015) The use of stream power as an indicator of channel sensitivity to erosion and deposition processes. *River Research and Applications*, 31(1):16-27.
- Blanc, J.L. (1984) Néotectonique et sismotectonique des Andes du Pérou Central dans la région de Huancayo.
 Thése Docteur, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris, 162 p.

- Bonilla, M.G. (1982) Evaluation of potential surface faulting and other tectonic deformation. U.S. Geological Survey, Open File Report 82-732, 58 p.
- Bonilla, M.G. (1988) Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting. *Bulletin* of the Association of Engineering Geologists, 25(1): 17-29.
- Bonnet, S. & Crave, A. (2003) Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*, 31(2): 123-136.
- Bonnot, D. & Sébrier, M. (1985) Análisis cinemático y sismogénico de un sistema de fallas normales activas-Ejemplo de la Cordillera Blanca, Perú. En: Congreso Geológico Venezolano, 6, Caracas, 1985. *Memoria*. Caracas: Sociedad Venezolana de Geólogos, vol. 6, p. 2378-2396.
- Burbank, D.W.; Leland, J.; Fielding, E.; Anderson, R.S., Brozovic, N., et al. (1996) - Bedrock incision, rock uplift, and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379(6565): 505-510.
- Burbank, D.W. & Anderson, R.S. (2001) *Tectonic geomorphology*. Oxford: Blackwell Science, 274 p.
- Cabrera, J. (1988) Néotectonique et sismotectonique dans la Cordillère Andine au niveau du changement de géometrie de la subduction: la région de Cusco, Pérou. Thése Docteur 3éme cycle, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris, 275 p.
- Caputo, R.; Piscitelli, S.; Oliveto, A.: Rizzo, E. & Lapenna, V. (2003) - The use of electrical resistivity tomographies in active tectonics: examples from the Tyrnavos Basin, Greece. Journal of Geodynamics, 36(1-2): 19–35.
- Carey, E. (1976) Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement. Thése Docteur 3éme cycle, Université Paris-Sud, Centre d'Orsay, Paris, 137 p.
- Carlotto V.; Quispe, J.; Acosta, H.; Rodríguez, R.; Romero, D., et al. (2009) - Dominios geotectónicos y metalogénesis del Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (103): 1-89.
- Carver, G.A. (1987) Late Cenozoic tectonics of the Eel River basin region, coastal northern California. En: Schymiczek, H. & Suchsland, R., eds. *Tectonics,*

sedimentation, and evolution of the Eel River and associated coastal basins of northern California. Bakersfield, California: San Joaquin Geological Society, Miscellaneous Publication, 37B, p. 61-71.

- Casquet, C.; Fanning, C.M.; Galindo, M.; Pankhurst, R.J.; Rapela, C. & Torres, P. (2010) - The Arequipa Massif of Peru: New SHRIMP and isotope constraints on a Paleoproterozoic inlier in the Grenvillian orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(1): 128-142.
- Castillo, M. & Lugo-Hubp, J. (2011) Estado actual del conocimiento, clasificación y propuesta de inclusión del término knickpoint en el léxico geológicogeomorfológico del español. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2): 353-364.
- Cheel, R.J. & Rust, B.R. (1986) A sequence of softsediment deformation (dewatering) structures in Late Quaternary subaqueous outwash near Ottawa, Canada. Sedimentary Geology, 47(1-2): 77-93.
- Colella, A.; Lapenna, V. & Rizzo, E. (2004) High-resolution imaging of the High Agri Valley Basin (Southern Italy) with electrical resistivity tomography. *Tectonophysics*, 386(1-2): 29-40.
- Colman, S.M. & Watson, K. (1983) Ages estimated from a diffusion equation model for scarp degradation. *Science*, 221(4607): 263-265.
- Corpac (2018) Moquegua (en línea). Lima: Corpac. (consulta: junio 2018). Disponible en: http://www.corpac.gob. pe/Main.asp?T=4611>
- Costa, C.; Audemard, F.A.; Bezerra, F.H.R.; Lavenu, A.; Machette, M.N. & Paris, G. (2006) - An overview of the main Quaternary deformation of South America. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 461-479.
- Crosby, B.T. & Whipple, K.X. (2006) Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82(1-2): 16-38.
- Culling, W.E.H. (1960) Analytical theory of erosion. *Journal of Geology*, 68(3): 336-344.
- Culling, W.E.H. (1965) Theory of erosion on soil-covered slopes. Journal of Geology, 73(2): 230-254.

- De Silva, S.L. & Zielinski, G.A. (1998) Global influence of the AD 1600 eruption of Huaynaputina, Peru. *Nature*, 393(6684): 455-458.
- Delcaillau, B.; Deffontaines, B.; Floissac, L.; Angelier, J.; Deramond, J., et al. (1998) - Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology*, 24(4): 263-290.
- Delcaillau, B.; Carozza, J.-M., & Laville, E. (2006) Recent fold growth and drainage development: The Janauri and Chandigarh anticlines in the Siwalik foothills, northwest India. *Geomorphology*, 76(3-4):241-256.
- Demanet, D.; Pirard, E.; Renardy, F. & Jongmans, D. (2001a) - Application and processing of geophysical images for mapping faults. *Computers & Geosciences*, 27(9): 1031–1037.
- Demanet, D.; Renardy, F.; Vanneste, K.; Jongmans, D.; Camelbeeck, T. & Meghraoui, M. (2001b) - The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium. *Geophysics*, 66 (1): 78–89.
- Diederix, H.; Audemard, F.; Osorio, J.; Montes, N.; Velandia, F. & Romero, J. (2006) - Modelado morfotectónico de la falla transcurrente de Ibagué, Colombia. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 492-503.
- Donne, D.D.; Piccardi, L.; Odum, J.K.; Stephenson, W.J. & Williams, R.A. (2007) - High resolution shallow reflection seismic image and surface evidence of the Upper Tiber Basin active faults (Northern Apennines, Italy). Bollettino della Societá Geologica Italiana, 126(2): 323-331.
- Dumont, J.-F. (1989) Neotectónica y dinámica fluvial de la Baja Amazonía peruana. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (80): 51-64.
- Dumont, J.-F.; Deza, E. & García, F. (1991) Morphostructural provinces and neotectonics in the Amazonian lowlands of Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(4): 373-381.
- Fazzito, S.; Rapalini, A.; Cortés, J. & Terrizzano, C. (2009) - Characterization of Quaternary faults by electric resistivity tomography in the Andean Precordillera of Western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(3): 217–228.

- Fernandes, N.F. & Dietrich, W.E. (1997) Hillslope evolution by diffusive processes: The timescale for equilibrium adjustments. *Water Resources Research*, 33(6):1307– 1318.
- Fleta, J.; Santanach, P.; Goula, X.; Martínez, P.; Grellet, B. & Masana, E. (2001) - Geologic, geomorphologic and geophysic approaches for the paleoseismological analysis of the Amer fault (NE Spain). En: Proceedings of the Workshop Evaluation of the Potential for Large Earthquakes in Regions of Present Day Low Seismic Activity in Europe, March 13th to 17th, 2000. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 18: 63-66.
- García, D. (2007) Estimación de parámetros del movimiento fuerte del suelo para terremotos interplaca e intraslab en México Central. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 172 p.
- García, V. (2010) Modelado de las interacciones entre procesos de erosión y sedimentación fluvial y el crecimiento de estructuras neotectónicas. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 218 p.
- García, W. (1978) Geología de los cuadrángulos de Puquina, Omate, Huaitiri, Mazo Cruz y Pizacoma. *Instituto de Geología y Minería, Boletín*, 29, 64 p.
- Giano, S.I.; Lapenna, V.; Piscitelli, S. & Schiattarella, M. (2000)
 Electrical imaging and self-potential surveys to study the geological setting of the Quaternary, slope deposits in the Agri high valley (Southern Italy). Annali di Geofisica 43(2): 409-419.
- Goldrick, G. & Bishop, P. (2007) Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(5): 649-671.
- Graveleau, F. (2008) Interactions tectonique, erosion, sédimentation dans les avant-pays de chaînes : Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale). Thèse de Docteur, Université Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 487 p.
- Gutiérrez, E. (2013) *Diagnóstico de la diversidad biológica de la Región Moquegua*. Moquegua: MINAM, Dirección General de Diversidad Biológica & Gobierno Regional de Moquegua, 99 p.

- Hack, J.T. (1957) Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geological Survey Professional Paper 294-B, p. 45-97.
- Hall, S.R.; Farber, D.L.; Audin, L.; Finkel, R.C. & Mériaux, A.-S. (2008) - Geochronology of pediment surfaces in southern Peru: implications for Quaternary deformation of the Andean forearc. *Tectonophysics*, 459(1-4): 186–205. Doi:10.1016/j.tecto.2007.11.073.
- Hall, S.R.; Farber, D.L.; Audin, L. & Finkel, R.C. (2012) Recently active contractile deformation in the forearc of southern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 337-338: 85-92.
- Hallet, B.; Hunter, L. & Bogen, J. (1996) Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, 12(1): 213-235.
- Hancock, P.L. & Barka, A.A. (1987) Kinematic indicators on active normal faults in Western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6): 573-584.
- Hanks, T.C. & Wallace, R.E. (1985) Morphological analysis of the Lake Lahontan shoreline and beachfront fault scarps, Pershing County, Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(3): 835-846.
- Hartley, A.J. (2003) Andean uplift and climate change. *Journal* of the Geological Society London, 160(1): 7-10.
- Helwig, J. (1970) Slump folds and early structures, northeastern Newfoundland Appalachians. *The Journal of Geology*, 78(2): 172-187.
- Hempton, M.R. & Dewey, J.F. (1983) Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98(3-4): 7-14.
- Hilley, G.E.; Strecker, M.R. & Ramos, V. (2004) Growth and erosion of fold-and-thrust belts with an application to the Aconcagua fold-and-thrust belt, Argentina. *Journal of Geophysical Research*, 109, B01410, doi: 10.1029/2002JB002282.
- Howard, A.D. (1980) Thresholds in river regime. En: Coates, D.R. & Vitek, J.D., eds. *Thresholds in geomorphology*. London: Allen and Unwin, Binghamton, Symposium, 9, p. 227-258.
- Howard, A.D. (1987) Modelling fluvial systems: rock, gravel and sand-bed channels. En: Richards, K., ed. *River channels: environment and process*. Oxford: Basil Blackwell, p. 69-94.

- Howard, A.D. (1994) A detachment-limited model of drainage basin evolution. *Water Resources Research*, 30(7): 2261-2285.
- Howard, A.D.; Dietrich, W.E, & Seidl, M.A. (1994) Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B7): 13971-13986.
- Howard, A.D. (1998) Long profile development of. bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport. En: Tinkler, K.J. & Wohl, E.E., eds. *River over rocks: Fluvial processes in bedrock channels*. Washington: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 107, p. 297-319.
- Huamán, D.; Chorowicz, J.; Deffontaines, B.; Guillande, R.
 & Rudant, J.P. (1993) Cadre structural et risques géologiques étudiés á l'aide de l'imagerie spatiale: la région du Colca (Andes du Sud Pérou). *Bulletin Société Géologique de France*, 164(6): 807-818.
- Hurtrez, J.E.; Lucazeau, F.; Lavé, J. & Avouac, J.-P. (1999)
 Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills, Central Nepal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B6): 12779-12796.
- Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (1995) Geología del Perú. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 55, 177 p.
- Instituto Nacional de Defensa Civil (2011) Evaluación del impacto socioeconómico y ambiental del sismo del 15 de agosto de 2007. Lima: Indeci, 182 p. Cuaderno Técnico, 01.
- Instituto Nacional de Estadística e Informática (2018) *Resultados definitivos de los Censos Nacionales 2017: Lima* (en línea). Lima: INEI, 16 tomos. (consulta: noviembre 2018). Disponible en: https://www.inei.gob.pe/media/MenuRecursivo/publicaciones_digitales/Est/Lib1550/
- Jacay, J. (2005) Análisis de los depósitos de corrientes de alta densidad de la Formación Puente (cuenca de Arequipa), Sur del Perú. *Revista del Instituto de Investigación FIGMMG*, 8(16): 51-56.
- Kirby, E. & Whipple, K.X. (2012) Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44: 54–75.

- Knighton, A.D. (1987) River channel adjustment: The downstream dimension. En: Richards, K., ed. *River channels: environment and process.* Oxford: Blackwell, p. 95-128.
- Kober, F.; Ivy-Ochs, S.; Schlunegger, F.; Baur, H.; Kubik, P.W. & Wieler, R. (2007) - Denudation rates and a topographydriven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, 83(1-2): 97-120.
- Koons, P.O. (1989) The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the Southern Alps, New Zealand. American Journal of Science, 289(9): 1041-1069.
- Ksiazkiewicz, M. (1958) Submarine slumping in the Carpathian flysch. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 28(2): 123-150.
- Kuenen, P.H. (1958) Experiments in geology. *Transactions of the Geological Society of Glasgow*, 23: 1-27.
- Lague, D.; Crave, A. & Davy, P. (2003). Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1): 2008, 20 p.
- Lancaster, S.T. & Grant, G.E. (2006) Debris dams and the relief of headwater streams. *Geomorphology*, 82(1-2): 84-97.
- Larsen, I.J. & Montgomery, D.R. (2012) Landslide erosion coupled to tectonics and river incision. *Nature Geoscience*, 5(7):468-473.
- Lavé, J. & Avouac, J.P. (2000) Active folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills (Himalaya of central Nepal). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105 (B3): 5735-5770.
- Lavé, J. & Avouac, J.P. (2001) Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of Central Nepal. *Journal* of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B11): 26561-26592.
- Lavenu, A. (2006) Neotectónica de los Andes entre 1°N y 47°S (Ecuador, Bolivia y Chile): una revisión. *Revista* Asociación Geológica Argentina, 61(4): 504-524.
- Leureyro, J.; Macharé, J. & Sebrier, M. (1991) Actualización del mapa neotectónico del Perú a escala 1:2'000,000. En: Congreso Peruano de Geología, 7, Lima, 1991, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, t. 1, p. 23-28.

- Lines, L.R. & Treitel, S. (1984) A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32(2): 159-186.
- Loewy, S.L.; Connelly, J.N. & Dalziel, I.W.D. (2004) An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla basement of the Central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1-2): 171-187. Doi: 10.1130/B25226.1.
- Loke, M.H., (2016). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Rev. ed. Penang (Malaysia): Geotomosoft Solutions, 207 p. También disponible en: http://www.geotomosoft.com/coursenotes.zip>
- Lowe, D.R. & LoPiccolo, R.D. (1974) The characteristics and origins of dish and pillar structures. *Journal of Sedimentary Research*, 44(2): 484-501.
- Lowe, D.R. (1975) Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22(2): 157–204.
- Macharé, J. (1987) La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoiques de l'avantarc des Andes Centrales. Thése Docteur, Université de Paris XI-Orsay, 391 p.
- Macharé, J.; Fenton, C.H.; Machette, M.N.; Lavenu, A.; Costa, C. & Dart, R.L. (2003) - Database and map of Quaternary faults and folds in Peru and its offshore region. U.S. Geological Survey, Open-File Report 2003-451, 54 p.
- Macharé, J.; Benavente, C. & Audin, L. (2009) Síntesis descriptiva del Mapa Neotectónico 2008. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica,* 40, 103 p.
- Machette, M.N. (1986) History of Quaternary offset and paleoseismicity along the La Jencia Fault, central Rio Grande rift, New Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(1): 259-272.
- Mamani, M.; Navarro, J.; Carlotto, V.; Acosta, H.; Rodríguez, J., et al. (2010) - Arcos magmáticos meso-cenozoicos del Perú y su relación con ocurrencias metálicas. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 563-566.
- Mariño, J.; Rivera, M.; Cruz, V. & Cacya, L. (2006) Efectos geológicos en las construcciones producidos durante la crisis sísmica de Calacoa-Moquegua (octubre 2005). En: Congreso Peruano de Geología, 13, Lima, 2006. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 139-142.

- McCalpin, J.P., ed. (1996) *Paleoseismology*. 2a. ed. San Diego, CA: Academic Press, 588 p. International Geophysics Series.
- Mercier, J.L.; Carey-Gailhardis, E. & Sébrier, M. (1991) -Palaeostress determinations from fault kinematics: Application to the neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes. *Philosophical Transactions* of the Royal Society A: Physical and Engineering Sciences, 337(1645): 41-52.
- Moretti, M.; Van Loon, A.J.; Liu, M. & Wang, Y. (2014) - Restrictions to the application of 'diagnostic' criteria for recognizing ancient seismites. *Journal of Palaeogeography*, 3(2):162-173.
- Mörner, N.A. (1990) Neotectonics and structural geology, general introduction. *Bulletin International Quaternary Association Neotectonic Commission*, 13: 87.
- Mortimer, C. (1973) The Cenozoic history of the southern Atacama desert, Chile. *Journal of the Geological Society London*, 129(5): 505-526.
- Mudd, S.M.; Attal, M.; Milodowski, D.T.; Grieve, S.W.D. & Valters, D.A. (2014) - A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. *Journal* of *Geophysical Research: Earth Surface*, 119(2): 138–152. doi: 10.1002/2013JF002981.
- Mugnier, J.L.; Baby, P.; Colleta, B.; Vinour, P.; Bale, P. & Leturmy, P. (1997) - Thust geometry controlled by erosion and sedimentation: a view from analogue models. *Geology*, 25(5): 427-430.
- Müir Wood, R. & Mallard, D.J. (1992) When is a fault 'extinct'?. Journal of the Geological Society, 149(2): 251-254.
- Nagtegaal, P.J.C. (1963) Convolute lamination, metadepositional ruptures and slumping in an exposure near Pobla de Segur (Spain). *Geologie en Mijnbouw*, 42: 363-374.
- Nash, D.B. (1980) Morphological dating of degraded normal fault scarps. *Journal of Geology*, 88(3): 353-360.
- Nash, D.B. (1986) Morphologic dating and modeling degrada¬tion of fault scarps. En: Wallace, R.E., ed. Active tectonics. Washington, DC: National Academy Press, Studies in Geophysics, p. 181-194.
- NatCatSERVICE (2016). Geophysical loss events worldwide 1980-2015. Munich: Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, 19 p. (consulta: octubre 2018). Disponible en: https://reliefweb.int/report/world/ natcatservice-loss-events-worldwide-1980-2015>

- Newell, N.D. (1945) Investigaciones geológicas en las zonas circunvecinas al lago Titicaca. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (18): 44-68.
- Newell, N.D. (1949) *Geology of the Lake Titicaca region, Perú* and Bolivia. New York: Geological Society of America, 111 p. Memoir 36.
- Nguyen, F.; Garambois, S.; Jongmans, D.; Pirard, E. & Loke, M.H. (2005) - Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. *Journal of Applied Geophysics*, 57(4): 260-277.
- Nguyen, F.; Kemna, A.; Antonsson, A.; Engesgaard, P.; Kuras, O. & Ogilvy, R. (2007) - Characterization of saltwater intrusion using electrical imaging: numerical simulation and field study. En: American Geophysical Union Joint Assembly, Acapulco, Mexico, May 2007. Abstract H42B-02. También disponible en: http://abstractsearch.agu.org/meetings/2007/SM/H42B-02. html>
- Nichols, G.J. (2009) Sedimentology and stratigraphy. 2a. ed. Oxford: Blackwell Science, 435 p.
- Nishiizumi, K.; Caffee, M.W.; Finkel, R.C.; Brimhall, G. & Mote, T. (2005) - Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. *Earth* and Planetary Science Letters, 237(3–4): 499–507.
- Obermeier, S.F. (1994) Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. En: Obermeier, S.F. & Jibson, R.W., eds. Using ground-failure features for paleoseismic analysis, Chapter A. U.S. Geological Survey Open File Report 94-663, p. 1-98.
- Obermeier, S.F. (1996) Use of liquefaction-induced features for seismic analysis - An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes: *Engineering Geology*, 44(1-4): 1-76.
- Obruchev, V.A. (1948) Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotektoniki. *Izvestiya Akademii Nauk UzSSR Sertiya. Geologicheskaya*, 5: 13-24.
- Ortlieb, L. & Macharé, J. (1990) Quaternary marine terraces on the Peruvian coast and recent vertical motions. En: Symposium International "Géodynamique Andine", Grenoble, 1990, *Résumés des communications*. Paris: ORSTOM, p. 95-98.

- Ortlieb, L.; Zazo, C.; Goy, J.L.; Dabrio, C. & Macharé, J. (1996) - Pampa del Palo: an anomalous composite marine terrace on the uprising coast of southern Peru. *Journal* of South American Earth Sciences, 9(5-6): 367-379.
- Osinergmin (2018) Supervisión de contratos de proyectos de generación y transmisión de energía eléctrica en operación. Lima: Osinergmin, 175 p.
- Owen, G. (1996) Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43(2): 279-293.
- Owen, G. (2003) Ball-and-pillow (pillow) structure. En: Middleton, G.V.; Church, M.A.; Coniglio, M.; Hardie, L.A. & Longstaffe, F.J., eds. Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks. Dordrecht: Springer, p. 39-40.
- Papadopoulos, G.A., & Lefkopoulos, G. (1993) Magnitude– distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(3): 925-938.
- Pastor, A. (2013) Evolución tectónica y geormofología reciente de las cuencas de antepaís suratlásicas: Cuencas de Missour y Ouarzazate. Tesis doctoral, Universitat Autònoma de Barcelona, Barcelona, 208 p.
- Perron, J.T. & Royden, L. (2013) An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surface Processes* and Landforms, 38(6): 570–576.
- Persson, K.S.; García, D. & Sokoutis, D. (2004) River transport effects on compressional belts: First results from an integrated analogue-numerical model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B1): B01409, 11 p. Doi: 10.1029/2002JB002274.
- Perú. Ministerio del Ambiente (2015) Orientaciones básicas sobre el Ordenamiento Territorial en el Perú. 2a. ed. Lima: Ministerio del Ambiente, Dirección General de Ordenamiento Territorial, 60 p.
- Philip, H.; Rogozhin, E.; Cisternas, A.; Bousquet, J.C.; Borisov, B & Karakhanian, A. (1992) - The Armenian earthquake of 1988 December 7: faulting and folding, neotectonics and paleoseismicity. *Geophysical Journal International*, 110(1): 141-158.
- Puigdefàbregas, C. & Souquet, P. (1986) Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129(1-4): 173-203.

- Ramos, V. (2008) The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36: 289-324.
- Ramos, V. (2010) The Grenville-age basement of the Andes. Journal of South American Earth Sciences, 29(1): 77-91.
- Reimann, C.R.; Bahlburg, H.; Koijmann, E.; Berndt, J. & Carlotto, V. (2008) - Geochemical and geochronological data on the provenance of the Devonian Cabanillas Group in the Western and Coastal Cordilleras of southern Peru. En: Congreso Peruano de Geología, 14 & Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 4 p.
- Ricci Lucci, F. (1995) Sedimentographica: photographic atlas of sedimentary structures. 2a. ed. New York: Columbia University Press, 255 p.
- Rivera, M.; Tavera, H.; Aguilar, V; Medina, J. & Lázares, L., eds. (2006) - Crisis sísmica de Calacoa (Moquegua) octubre, 2005: informe técnico multi-institucional. Lima: [s.e.], 96 p. INGEMMET, IGP, UNSA, PREDES y CISMID.
- Rizzo, E.; Colella, A.; Lapenna, V. & Piscitelli, S. (2004) Highresolution images of the fault-controlled High Agri valley basin (Southern Italy) with deep and shallow electrical resistivity tomographies. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 29(4-9): 321-327.
- Rodríguez-Pascua, M. (1998) Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del Prebético de Albacete. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 188 p.
- Rodríguez-Pascua, M.; Calvo, J.; De Vicente, G. & Gómez Gras, D. (2000) - Soft-sediment structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 117-135.
- Schoenbohm, L.M. & Strecker, M.R. (2009) Normal faulting along the southern margin of the Puna Plateau, northwest Argentina. *Tectonics*, 28(5): TC5008, 21 p. Doi: 10.1029/2008TC002341.
- Scott, B. & Price, S. (1988) Earthquake induced structures in young sediments: *Tectonophysics*, 147(1.2): 165-170.
- Sébrier, M.; Huamán, D.; Blanc, J.L.; Macharé, J. Bonnot, D. & Cabrera, J. (1982) - Observaciones acerca de la

neotectónica del Perú. Lima: Instituto Geofísico del Perú, 107 p. (Proyecto SISRA – Grupo Peruano de Neotectónica).

- Sébrier, M.; Mercier, J.L.; Mégard, F.; Laubacher, G. & Carey-Gailhardis, E. (1985) - Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the Central Andes of South Perú. *Tectonics*, 4(7): 739-780.
- Sempere, T.; Carlier, G.; Carlotto, V; Jacay, J.; Jiménez, N., et al. (1999) – Late Permian-Early Mesozoic rifts in Peru and Bolivia and their bearing on Andean-age tectonics. En: International Symposium on Andean Geodynamics, 4, Göttingen, 1999, *extended abstracts*. Paris: IRD, p. 680-685.
- Sempere, T.; Noury, M.; García, F. & Bernet, M. (2014) -Elementos para una actualización de la estratigrafía del Grupo Moquegua, sur del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 17, Lima, 2014. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 4 p.
- Shanmugam, G. (2017) Global case studies of softsediment deformation structures (SSDS): Definitions, classifications, advances, origins, and problems. *Journal of Palaeogeography*, 6(4): 251-320.
- Simpson, G.D.H. (2004) A dynamic model to investigate coupling between erosion, deposition, and threedimensional (thin-plate) deformation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 109(F2), F02006, doi: 10.1029/2003JF000078.
- Simpson, G.D.H. (2006) Modelling interactions between foldthrust belt deformation, foreland flexure and surface mass transport. *Basin Research*, 18(2): 125-143.
- Sims, J.D. (1975) Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29(1-4): 141-152.
- Sklar, L. & Dietrich, W.E., (1998) River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply. En: Tinkler, K.J. & Wohl, E.E., eds. *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels.* Washington, DC: American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 107, p. 237-260.
- Slemmons, D.B. (1957) Geological effects of the Dixie Valley-Fairview Peak, Nevada, earthquakes of December 16, 1954. Bulletin of the Seismological Society of America, 47(4): 353-375.

- Slemmons, D.B. (1977) State-of-the-art for assessing earthquake hazard in the United Status: Report 6, faults and earthquake magnitude. Reno, Nevada: McKay School of Mines, University of Nevada; Vicksburg, Miss: U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Miscellaneous Paper S-73-1, 129 p.
- Slemmons, D.B.; Engdahl, E.R.; Zoback, M.D. & Blackwell, D.D., eds. (1991) - *Neotectonics of North America*. Boulder, CO: Geological Society of America, 498 p.
- Smith, B. (1916) Ball or pillow-form structures in sandstones. *Geological Magazine*, 3(4): 146-156.
- Snyder, N.P.; Whipple, K.X.; Tucker, G.E. & Merritts, D.J. (2002) - Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics. *Basin Research*, 14(2): 105–127.
- Steffen, D.; Schlunegger, F. & Preusser, F (2010) Late Pleistocene fans and terraces in the Majes Valley, southern Peru, and their relation to climatic variations. *International Journal of Earth Sciences*, 99(8): 1975-1989.
- Stewart, I.S. & Hancock, P.L. (1988) Normal fault zone evolution and fault scarp degradation in the Aegean region. *Basin Research*, 1(3): 139-153.
- Stewart, I.S. & Hancock, P.L. (1990) What is a fault scarp? *Episodes*, 13 (4): 256-263.
- Stewart, I.S. & Hancock, P.L. (1994) Neotectonics. En: Hancock, P.L., ed. *Continental deformation*, New York: Pergamon Press, p. 370-409.
- Storz, H.; Storz, W. & Jacobs, F. (2000) Electrical resistivity tomography to investigate geological structures of the earth's upper crust. *Geophysical Prospecting*, 48(3): 455-471.
- Strahler, A.N. (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6): 913-920.
- Suppe, J.; Chou, G.T. & Hook, S.C. (1992) Rates of folding and faulting determined from growth strata. En: McClay, K.R., ed. *Thrust tectonics*. Dordrecht, Springer Netherlands, p. 105-121.
- Suzuki, K.; Toda, S.; Kusunoki, K.; Fujimitsu, Y.; Mogi, T. & Jomori, A. (2000) - Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active

faults beneath the thick Quaternary. *Engineering Geology*, 56(1-2): 29-45.

- Swan, F.H. (1988) Temporal clustering of paleoseismic events on the Oued Fodda fault, Algeria. *Geology*, 16(12): 1092-1095.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P. & Sheriff, R.E. (1990) Applied geophysics. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 760 p.
- Ten Haaf, E. (1956) Significance of convolute lamination. Geologie en Mijnbouw, 18(6): 188-194.
- Thorson, R.M.; Clayton, W.S. & Seeber, L. (1986) Geologic evidence for a large prehistoric earthquake in eastern of Connecticut. *Geology*, 14(6): 463-467.
- Tosdal, R.S.; Clark A.H. & Farrar, E. (1984) Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Geological Society* of America Bulletin, 95(11): 1318-1332.
- Tucker, G.E. & Slingerland, R.L. (1997) Drainage basin response to climate change. Water Resources Research, 33(8): 2031–2047.
- Tucker, M.E. (2003) Sedimentary rocks in the field. 3a. ed. Chichester: Wiley, 244 p. The Geological Field Guide Series
- Udías, A. & Buforn, E. (1994) Seismotectonics of the Mediterranean region. En: Dmowska, R. & Saltzman, B., eds. Advances in Geophysics, vol. 36: 121-209. Elsevier.
- Udvardy, M.D.F. (1975) A classification of the biogeographical provinces of the world. Morges (Switzerland): International Union for Conservation of Nature and Natural Resources, 50 p. IUCN Occasional Paper, 18.
- United States Environmental Protection Agency (1981) -Standards applicable to owners and operators of hazardous waste treatment, storage, and disposal facilities; Consolidated Permit Regultions. *Federal Register*, 46(7): 2802-2892.
- Van der Beek, P.A.; Champel, B. & Mugnier, J.L. (2002) Control of detachment dip on drainage development in regions of active fault propagation folding. *Geology*, 30(5): 471-474.
- Varnes, D.J. (1984) Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Paris: UNESCO, Commission on Landslides on the IAEG, 63 p. Natural Hazards Series, 3.

- Vega, M. (2002) La cuenca de antearco del sur del Perú: dinámica de la sedimentación y contexto geodinámico de la Formación Camaná y sus equivalentes off-shore. Tesis de grado, Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco, Cusco, 185 p.
- Verbeeck, K.; Béatse, H.; Vanneste, K.; Renardy, F.: Van Der Meer, H., et al. (2001) - Geomorphic and geophysical reconnaissance of the Reppel and Bocholt faults, NE Belgium. En: Proceedings of the Workshop Evaluation of the Potential for Large Earthquakes in Regions of Present Day Low Seismic Activity in Europe, March 13th to 17th, 2000. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 18: 167–170.
- Vergés, J.; Marzo, M. & Muñoz, J. (2002) Growth strata in foreland settings. Sedimentary Geology, 146(1-2): 1-9.
- Vicente, J.C.; Beaudoin, B.; Chávez, A. & León, I., (1982) La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior. En: Congreso Latinoamericano de Geología, 5, Buenos Aires, 1982. Actas. Buenos Aires: Servicio Geológico Nacional, t. 1, p. 121-153.
- Vicente, J.C. (1990) Early Late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Peru. En: Ericksen, G.E.; Cañas-Pinochet, M.T. & Reinemund, J.A., eds. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Houston, TX: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 11, p. 91-117.
- Vittori, E.; Sylos Labini, S. & Serva, L. (1991) Palaeoseismology: Review of the state-of-the-art. *Tectonophysics*, 193(1-3): 9-32.
- Wallace, R.E. (1977) Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. Geological Society of America Bulletin, 88(9): 1267-1281.
- Wallace, R.E. (1981) Active faults, paleoseismology, and earthquake hazards in the western United States. En: Simpson, D.W. & Richards, P.G., eds. *Earthquake Prediction: An International Review*. Washington, DC: American Geophysical Union, Maurice Ewing Series, 4, p. 209-216.
- Wallace, R.E.; Bonilla, M.G. & Villalobos, H.A. (1984) Faulting related to the 1915 earthquakes in Pleasant Valley,

Nevada. US Geological Survey, Professional Paper, 1274-A-B, 57 p.

- Wallace, R.E. (1986) Active Tectonics. Washington, DC: National Academy Press, 266 p. Studies in Geophysics
- Wang, C.Y. (2002) Detection of a recent earthquake fault by the shallow reflection seismic method. *Geophysics*, 67(5): 1465-1473.
- Wells, D.L. & Coppersmith, K.J. (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture length, ruptura width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4): 974-1002.
- Whipple, K.X. & Tucker, G.E., (2002) Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *Journal of Geophysical Research*, Solid Earth, 107(B2): ETG3-1-20, doi: 10.1029/2000JB000044.
- Willett, S.D.; Beaumont, C. & Fullsack, P. (1993) Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, 21(4): 371-374.
- Wise, D.J.; Cassidy, J. & Locke, C.A. (2003) Geophysical imaging of the Quaternary Wairoa North Fault, New Zealand: a case study. *Journal of Applied Geophysics*, 53(1): 1-16.
- Wobus, C.W.; Crosby, B.T. & Whipple, K.X. (2006) Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution. *Journal* of *Geophysical Research: Earth Surface*, 111 (F2): F02017, 14 p.
- Yalin, M.S. & Karahan, M.E. (1979) Inception of sediment Transport. *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, 105(11): 1433-1443.
- Yeats, R.S.; Sieh, K. & Allen, C.R. (1997) The geology of earthquakes. New York: Oxford University Press, 576 p.
- Zhang, B.; Liao, Y.; Guo, S.; Wallace, R.E.; Bucknam, R.C. & Hanks, T.C. (1986) - Fault scarps related to 1739 earthquake and seismicity of the Yinchuan graben, Ningxia Huizu Zizhiqu, China. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76(5): 1253-1287.

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

<u>Mapa</u>	
Mapa 1	Mapa Neotectónico región Moquegua 2018.
<u>Figuras</u>	
Figura 1.1	Mapa de ubicación del departamento de Moquegua.
Figura 2.1	Cuadro estratigráfico resumen de las unidades litoestratigráficas en la región Moquegua.
Figura 2.2	a) Distribución del bloque alóctono Arequipa y el cratón Amazónico antes de la acreción; b) Resultado de la acreción del bloque Arequipa con el cratón Amazónico en el Mesoproterozoico.
Figura 2.3	Modelo de la acreción del Macizo de Arequipa al continente Amazonia durante el Mesoproterozoico. Tomado de Loewy <i>et al</i> . (2004), Ramos (2008) y Carlotto <i>et al</i> . (2009).
Figura 3.1	Ejemplos de escarpes simples relacionados a incrementos de desplazamiento en: a) falla normal; b) falla inversa; c) falla transcurrente o de rumbo. Modificada de Stewart y Hancock (1990, figura 1)
Figura 3.2	Evolución del escarpe de falla frente a procesos de degradación a través del tiempo. Modificado de Stewart y Hancock (2007).
Figura 3.3	Escarpe de falla en materiales detríticos no consolidados: a) superficie original desplazada; b) y c) paleoescarpes con diferente grado de erosión, asociados a movimientos tempranos de la falla; d) escarpe de falla actual; e) cuña coluvial, η: ángulo de pendiente (disminuye con la edad). Tomado de Rodriguez-Pascua (1998).
Figura 3.4	Tipos de escarpes de falla de cabalgamiento producidos a lo largo de la falla Spitak durante el sismo de 1988, magnitud 6.9 Ms en Armenia: a) escarpe de cabalgamiento simple; b) escarpe de colapso de bloque colgante; c) colina de presión simple; d) colina de presión dextral; e) colina de presión de retrocabalgamiento; f) colina de presión de bajo ángulo; g) colinas de presión en escalón. Modificado de Philip <i>et al.</i> (1992).
Figura 3.5	Unidades morfoestructurales del Perú. Modificado de Benavides Cáceres (1999).
Figura 3.6	Terminación sur del escarpe de la falla Tres Cruces ubicado al pie del cerro que lleva el mismo nombre; en esta zona se observa que la reciente actividad de la falla afecta los depósitos cuaternarios marinos y aluviales del Holoceno.
Figura 3.7	Segmento este de la Falla Cordilleras, donde se observa que la falla afecta depósitos cuaternarios aluviales y rocas de la Formación Millo.
Figura 3.8	Segmento central de la Falla Cordilleras, donde los triángulos señalan el escarpe de falla; además, al pie del escarpe de observan facetas triangulares que evidencian los movimientos normales de esta falla.
Figura 3.9	Segmento oeste de la Falla Cordilleras señalado por los triángulos en color amarillo. Se observa que la falla principalmente afecta depósitos aluviales recientes; además, el escarpe acumulado en este sector alcanza una altura de 280 m.
Figura 3.10	Fotografía de campo tomada con vista al sureste, donde se observa el escarpe de Falla Clemesí (señalado con flechas), ubicada en las coordenadas 17°19'49.02"S y 71°15'22.59"O.
Figura 3.11	Tomada con vista al sureste, donde se observa facetas triangulares (señaladas con flechas) asociadas al continuo desplazamiento de la Falla Clemesí; la fotografía se ubica en las coordenadas 17°19'49.03"S y 71°15'13.88"O.

- Figura 3.12 Imagen satelital de detalle donde se señala el escarpe de la Falla Clemesí con triángulos; esta falla afecta depósitos aluviales del Holoceno.
- Figura 3.13 Vista panorámica de la zona central de la Falla Chololo, se observa el escarpe de falla, al pie de este la formación de facetas triangulares y la formación de conos aluviales hacia la pampa Chololo producto de la erosión del escarpe acumulado; la falla afecta los depósitos aluviales del Holoceno. Fotografía tomada en las coordenadas 17°35'41.71"S y 71°11'2.99"O con vista al nor-noreste.
- Figura 3.14 Se observa el escarpe de Falla Chololo, como la zona transicional entre las pampas Chololo y el cerro Chololo; al pie del escarpe la formación de facetas triangulares. Si hacemos una observación detenida de los drenajes, podemos observar que estos se encuentran afectados por los movimientos de rumbo sinestral de la falla. La fotografía se ubica en las coordenadas 17°33'47.35"S y 71°7'55.46"O con vista al norte.
- Figura 3.15 Imagen satelital de detalle, donde se observa el trazo del escarpe principal de la Falla Chololo señalado por los triángulos en color amarillo.
- **Figura 3.16** Imagen satelital de detalle que muestra los segmentos de la terminación norte de la Falla Chololo (triángulos); se interpreta de la morfología que la deformación se asocia a fallas inversas.
- Figura 3.17 Mapa de ubicación de los perfiles geofísicos realizados sobre la Falla Chololo.
- Figura 3.18 Falla Chololo, configuración Dipolo-Dipolo. a) Perfil de tomografía eléctrica donde los valores en base a la resistividad tienen una variación lateral; b) Muestra la interpretación del perfil en base a las resistividades, donde las zonas de coloración roja se relacionan a la presencia de rocas intrusivas, las de color amarillo a depósitos aluviales y las azules a zonas con materiales altamente conductivos.
- Figura 3.19 Falla Chololo, configuración Dipolo-Dipolo. a) Perfil de tomografía eléctrica, donde los valores en base a la resistividad tienen una variación lateral; b) muestra la interpretación del perfil en base a las resistividades, donde las zonas de coloración roja se relacionan a la presencia de rocas intrusivas, las de color amarillo a depósitos aluviales y las azules a zonas con materiales altamente conductivos.
- Figura 3.20 Falla Chololo, configuración Dipolo-Dipolo. a) Perfil de tomografía eléctrica, donde los valores en base a la resistividad tienen una variación lateral; b) muestra la interpretación del perfil en base a las resistividades, donde las zonas de coloración roja se relacionan a la presencia de rocas intrusivas, las de color amarillo a depósitos aluviales y las azules a zonas con materiales altamente conductivos.
- Figura 3.21 Vista panorámica de la Falla Cerro Loreto; esta se muestra al pie del cerro Loreto. Fotografía tomada con vista al suroeste hacia el poblado El Hueso.
- Figura 3.22 Vista de las facetas triangulares (flecha) a lo largo de la falla Loreto (triángulos), formadas al pie del Cerro Loreto; estas alcanzan alturas de hasta 80 m. La fotografía se ubica en las coordenadas 17°35'38.89"S y 71°12'43.20"O.
- Figura 3.23 Imagen satelital donde se observa los dos segmentos que componen la zona de Falla Cerro Loreto; estos son fallas paralelas con buzamientos opuestos; en conjunto, estas dos estructuras forman una depresión que se encuentra rellena de sedimentos aluviales y eólicos.
- Figura 3.24 Imagen satelital de detalle, donde se observa el escarpe acumulado generado por la actividad de la Falla Chaspaya al pie del cerro del mismo nombre; además, esta afecta depósitos aluviales y eólicos del Holoceno producto de la erosión del escarpe acumulado.
- Figura 3.25 Imagen satelital de detalle muestra drenajes desplazados por la actividad de la Falla Chascoso. La deformación está asociada a movimientos de tipo sinestral; en el segundo segmento ubicado más al sureste los movimientos de rumbo son dextrales. Los escarpes de falla se encuentran bien conservados y se observa claramente cómo afecta depósitos aluviales del Holoceno.
- Figura 3.26 Imagen satelital de detalle que muestra el escarpe de Falla Cerro Puite señalado por los triángulos; también se observa la formación de facetas triangulares a lo largo de todo el escarpe y los drenajes desplazados por movimientos de rumbo de la falla.

- Figura 3.27 Imagen satelital de detalle, donde se observa el escarpe de la falla antitética al segundo segmento de la Falla Cerro Puite; se muestran también drenajes desplazados señalados por las flechas en color rojo y facetas triangulares a lo largo de todo el escarpe; estos rasgos geomorfológicos son generados por movimientos de rumbo dextral y normal de la falla.
- Figura 3.28 Imagen satelital de detalle, donde se observan los segmentos de la Falla Purgatorio a lo largo de toda la pampa Purgatorio; en esta zona los segmentos forman una geometría en echelón o cola de caballo; los escarpes claramente se observan conservados; afectan depósitos aluviales del Holoceno, así como depósitos fluviales en la quebrada Seca; las alturas de los escarpes de falla en este sector alcanzan hasta los 0.8 m de altura.
- Figura 3.29 Imagen satelital de detalle, donde se observa que los segmentos de la Falla Purgatorio a lo largo de la pampa Purgatorio forman una geometría en echelón o cola de caballo; en este sector los escarpes llegan a tener alturas de hasta los 0.40 m; afectan los depósitos aluviales, así como la red drenaje.
- Figura 3.30 Cartografiado morfoestructural a detalle, donde se observa el drenaje afectado por la falla en la zona de pampa Purgatorio (polígonos en color celeste), así como los depósitos de la Formación Millo (superficie en color amarillo).
- Figura 3.31 Imagen satelital de detalle, donde se observa el escarpe de la Falla Purgatorio afectando abanicos aluviales.
- Figura 3.32 Imagen satelital del segmento este de la Falla Cupine-Pampa Trapiche, donde se observa que el trazo curvilíneo de la falla señalado por los triángulos afecta depósitos aluviales del Holoceno en la pampa Trapiche, y rocas de la formaciones Sotillo y Huaracané en su terminación oeste.
- Figura 3.33 Imagen satelital de detalle donde se muestra el escarpe de la Falla Incapuquio a lo largo del cerro Calera; la falla en este sector deforma rocas de las formaciones Huaracané, Paralaque y Quellaveco, rocas paleógenas de las formaciones Sotillo y Moquegua, y rocas neógenas de la Formación Millo e intrusivos del batolito de la Costa, así como depósitos del Holoceno de las quebradas Cuculí, Huanacune y Lloquene.
- Figura 3.34 Vista panorámica de la Falla Incapuquio. En esta se observa cómo la falla afecta todas las rocas jurásicas y cretácicas del flanco sur del Cerro Cuculí; son desplazadas con movimientos de tipo inverso. La fotografía se ubica en las coordenadas 17°14'13.33"S y 70°48'38.61"O.
- Figura 3.35 Escarpe de la Falla Botiflaca que se presenta de en el relieve con un desnivel discontinuo que afecta depósitos recientes y las tobas de la Formación Huaylillas.
- Figura 3.36 Sector Huacanane Grande, sector noroeste de la mina Toquepala. Se observa el escarpe de la Falla Micalaco (triángulos amarillos); esta falla afecta los drenajes con desplazamientos laterales y verticales.
- Figura 3.37 Flanco este, sector cerro Soncojaja cerro Huaynacoila. Se observa el trazo de falla (triángulos) cortando depósitos piroclásticos y cenizas de la última erupción del Huaynaputina; también, se observa el drenaje controlado por la falla y presenta sagponds a lo largo de la traza de falla.
- Figura 3.38 Sector pampa San Bernabel cerro Ticacocha. Se observan fallas del flanco oeste del volcán Huaynaputina (triángulos) cortando depósitos piroclásticos y cenizas de la última erupción.
- Figura 3.39 Sector cerro Serqueserquin. Se observan dos estructuras paralelas (triángulos amarillos); estas afectan depósitos aluviales.
- Figura 3.40 Sector Taypecopata Jamchata. Se observan dos estructuras paralelas, los triángulos amarillo indican el trazo de estas fallas; afectan depósitos aluviales y cenizas.
- Figura 3.41 Sector cerro Blanco Huarintapani. Se observa el trazo de la falla (triángulos) que afectan cenizas evidenciando la actividad reciente de la falla.
- Figura 3.42 Falla Coralaque, sector cerro Jaroojo-cerro Anaraya. Se observa la Falla Coralaque segmentada en tres fallas paralelas (triángulos), afectan el drenaje del lugar y cortan depósitos aluviales; también se observan sagponds a lo largo de los segmentos producto de la actividad de la falla.
- Figura 3.43 Sector Laguna Bancarani, se observan fallas normales paralelas con dirección NO-SE.

Figura 3.44	Sector Cetepata, los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla, presenta un dirección NO-SE y buzamiento al noreste; esta falla tiene un movimiento de tipo inverso.
Figura 3.45	Sector laguna Parinane, los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla, presenta una dirección NO-SE y buzamiento al noreste; esta falla tiene un movimiento de tipo inverso.
Figura 3.46	Mapa morfoestructural, donde se observa que los segmentos de la Falla Pastogrande (líneas negras) afectan depósitos aluviales cuaternarios.
Figura 3.47	Segmento Chijorani-Chilalaca. Se observa un trazo de falla continuo (triángulos de color amarillo); esta estructura corta depósitos aluviales y fluviales que desembocan al embalse Pasto Grande.
Figura 3.48	Escarpe de falla (flechas de color rojo) de 3 m de desnivel, ubicado en flanco suroeste del cerro Chijorani; afecta depósitos aluviales.
Figura 3.49	Segmentos de Falla Pastogrande señalados por los triángulos en color amarillo que afectan rocas del Grupo Barroso.
Figura 3.50	Segmento de falla en el sector Quesllampo, las flechas de color rojo indican el trazo de la falla; esta estructura presenta un escarpe conservado con una altura de 2 m, afecta depósitos fluvioglaciares y formó un sagpond.
Figura 3.51	Sector cerro Queneamachini, los triángulos de color amarillo indican el trazo de la falla. Tiene una dirección NO-SE, y corta morrenas y depósitos fluvioglaciares del Holoceno.
Figura 4.1	Modelo esquemático de la formación de una laminación convoluta.
Figura 4.2	Perfil longitudinal de una cuenca hidrográfica con sus partes (Allen, 1982).
Figura 4.3	Modelo de un slump. Modificado de Alsop y Marco (2012).
Figura 4.4	Etapas en la formación de un volcán de arena. Modificada de Allen (1982).
Figura 4.5	Formación de las estructuras de bola y cojín (ball and pillow). Modificada de Agueda (2004).
Figura 4.6	Representación esquemática de las fases de desarrollo de las inyecciones en filón o diques. Modificado de Amick <i>et al.</i> (1990).
Figura 4.7	Sección esquemática de una fisura de origen sísmico en materiales lacustres cuaternarios al noreste de Estados Unidos. Tomada de Thorson <i>et al.</i> (1986).
Figura 4.8	Etapas de formación de las estructuras en flama.
Figura 4.9	Block diagrama explicando la formación de las brechas con clastos de lodo.
Figura 4.10	Modelo evolutivo del desarrollo de la estratificación en convoluta, estructuras almohadilladas y estructuras en plato a causa de un movimiento sísmico. Modificada de Cheel y Rust (1986)
Figura 4.11	Esquema explicativo de la gradación de intensidades de la deformación para gravas (3), arenas (2) y limos (1). Rodriguez–Pascua <i>et al.</i> (2000).
Figura 4.12	Facies de Miall presentes en la estratigrafía de las cuencas cuaternarias de la Región Moquegua y sus respectivos procesos para desarrollar su análisis sedimentológico.
Figura 4.13	Mapa de ubicación de la zona de Omate-Quinistaquillas, cuenca del río Tambo, donde se pudo observar depósitos de origen lacustre en color amarillo, depósitos que fueron formados por el represamiento del río Tambo; estos depósitos coluviales (polígonos marrones) nacen de escarpes de deslizamientos marcados en líneas rojas. Además, las letras en círculos blancos indican la ubicación donde se levantaron las columnas estratigráficas. Las líneas azules y rojas con pines indican la presencia de fallas geológicas activas y su dirección de buzamiento; se observa también la Falla Incapuquio al suroeste.
Figura 4.14	Columna estratigráfica (A), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo. Coordenadas UTM 284893 E y 8145881 S.
Figura 4.15	Columna estratigráfica (B), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.

Figura 4.16 Columna estratigráfica (C), levantada al sur de Omate en la localidad de San L	orenzo
--	--------

- Figura 4.17 Columna estratigráfica (D), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.
- Figura 4.18 Columna estratigráfica (E), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.
- Figura 4.19 Columna estratigráfica (F), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.
- Figura 4.20 Columna estratigráfica (G), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.
- Figura 4.21 Columna estratigráfica (H), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.
- **Figura 4.22** Columna estratigráfica (I), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.
- Figura 4.23 Columna estratigráfica (J), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.
- Figura 4.24 Columna estratigráfica (K), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.
- Figura 4.25 Columna estratigráfica (L), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.
- Figura 4.26 Columna estratigráfica (M), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.
- Figura 4.27 Columna estratigráfica (N), levantada al sur de Omate en la localidad de San Lorenzo.
- **Figura 4.28** Imagen satelital Google Earth, con la ubicación de los depósitos coluviales que originaron el cierre del valle para dar origen a la formación de los paleolagos. También, se observa la posible distribución de los paleolagos en color celeste. Los círculos negros con letras rojas indican la ubicación de las columnas estratigráficas.
- Figura 4.29 Esquema explicativo de la correlación de columnas estratigráficas y su distribución espacial en un modelo de paleocuenca lacustre.
- **Figura 4.30** Esquema explicativo de la correlación de columnas estratigráficas y su distribución espacial en un modelo de paleocuenca lacustre.
- **Figura 4.31** Esquema explicativo de la correlación de columnas estratigráficas y su distribución espacial en un modelo de paleocuenca lacustre.
- Figura 4.32 Imagen satelital Google Earth con la ubicación de los paleolagos y los depósitos coluviales y aluviales con edades relativas.
- Figura 4.33 Esquema explicativo de la correlación de SSDS desencadenados por sismos (líneas rojas).
- Figura 4.34 Esquema explicativo de la correlación de SSDS desencadenados por sismos (líneas rojas).
- Figura 4.35 Esquema explicativo de la correlación de SSDS desencadenados por sismos (líneas rojas).
- **Figura 4.36** Esquema desarrollado por Rodriguez-Pascua (1998), donde se explica la distribución de SSDS con respecto a la altura de capa de agua en lagos. También se observan las magnitudes que pueden representar.
- Figura 4.37 Esquema explicativo de la gradación de intensidades de la deformación para gravas (3), arenas (2) y limos (1). Rodriguez–Pascua *et al.* (2000).
- Figura 5.1 Perfil longitudinal de una cuenca hidrográfica con sus partes.
- Figura 5.2 Clasificación de *knickpoints*.
- Figura 5.3 Perfil longitudinal de un río; en línea azul se muestra el perfil de un río en estado de equilibrio, en línea roja se muestra el perfil de un río inestable.
- Figura 5.4 Evaluación del mejor valor para *m/n*.
- Figura 5.5 Ubicación y extensión de la cuenca Tambo respecto a la región Moquegua.
- Figura 5.6 Perfil Chi de la cuenca Tambo.
- **Figura 5.7** Mapa de valores M_{χ} del drenaje de la cuenca Tambo.
- Figura 5.8 Perfil litológico de la cuenca Tambo.
- Figura 5.9 Hipsometría de la cuenca Tambo.

- Figura 5.10 Ubicación y extensión de la cuenca Honda respecto a la región Moquegua.
- Figura 5.11 Perfil Chi de la cuenca Honda.
- **Figura 5.12** Mapa de valores M_{χ} del drenaje de la cuenca Honda.
- Figura 5.13 Perfil litológico de la cuenca Honda.
- Figura 5.14 Hipsometría de la cuenca Honda.
- Figura 5.15 Ubicación y extensión de la cuenca Honda respecto a la región Moquegua.
- Figura 5.16 Perfil Chi de la cuenca llo-Moquegua.
- **Figura 5.17** Mapa de valores *M_x* del drenaje de la cuenca llo-Moquegua.
- Figura 5.18 Perfil litológico de la cuenca llo-Moquegua.
- Figura 5.19 Hipsometría de la cuenca llo-Moquegua.
- **Figura 5.20** Mapa de valores M_{χ} de las tres cuencas seleccionadas.
- Figura 6.1 En la figura se muestra que el peligro viene a ser la falla geológica, la vulnerabilidad son los poblados afectados, el producto de estos viene a ser el riesgo. De originarse la reactivación de la falla provocaría un sismo con una magnitud "X" que a su vez este evento provocaría la destrucción de viviendas o desencadenaría en movimientos en masa o de ladera (deslizamientos, derrumbes, etc.), que afectarían las ciudades, carreteras y obras de infraestructura, generando en muchos casos pérdidas humanas.
- Figura 6.3 Mapa de riesgo por movimientos en masa detonados por sismo.
- Figura 6.4 Mapa de riesgo a licuefacción de suelos y/o asentamientos detonados por sismo.

Fotografías

- **Fotografía 2.1** Afloramiento de lutitas y areniscas gris oscuras de la Formación Cachíos. En Pampa San Lorenzo, estas unidades litoestratigráficas se encuentran deformadas.
- Fotografía 2.2 Vista hacia el sur de los conglomerados de la Formación Moquegua. Se observa que estos conglomerados rellenan depresiones y tienen espesores considerables (~500 m). Sobreyaciendo a los conglomerados, afloran las areniscas y limoarcillitas de la Formación Millo con coloraciones más claras. Tanto la Formación Moquegua y Millo están deformadas; esta deformación se asocia a la actividad del Sistema de Fallas Incapuquio.
- Fotografía 2.3 Depósitos lacustres del sector de Pampa San Lorenzo. Los depósitos lacustres están encajados en rocas jurásicas y su formación está relacionada al represamiento del río Tambo.
- Fotografía 2.4 Terraza más reciente ubicada al sur de llo.
- Fotografía 3.1 Se observan depósitos aluviales del Holoceno afectados por la reciente actividad de la Falla Chololo; el desplazamiento vertical es de 0.75 m; al pie del escarpe se observa también la formación de la cuña coluvial producto de la erosión del escarpe de falla.
- Fotografía 3.2 En esta se observa el escarpe acumulado de la Falla Chaspaya, al pie del escarpe de falla se observan depósitos aluviales y eólicos del Holoceno, producto de la degradación del escarpe. Fotografía tomada con vista al suroeste, ubicada en las coordenadas 17°36'17.57"S y 71°3'49.46"O.
- Fotografía 3.3 Depósitos del Holoceno deformados por la actividad de la Falla Chaspaya. La deformación a pesar de ser en depósitos recientes se encuentra conservada debido al clima árido. Fotografía tomada con vista al suroeste, ubicada en las coordenadas 17°36'20.27"S y 71°4'1.59"O.
- Fotografía 3.4 Falla Chascoso, facetas triangulares de 3 m de altura, la falla afecta depósitos del Holoceno. Fotografía tomada con vista al suroeste, ubicada en las coordenadas 17°36'5.02"S y 70°56'50.52"O.
- **Fotografía 3.5** Deformación de los depósitos aluviales del Holoceno afectados por la reactivación de la Falla Cerro Puite. Fotografía tomada con vista al noroeste.

Fotografía 3.6	Escarpe de Falla Cerro Puite de ~1.2 m, conservado debido al clima árido de la región; la falla desplaza depósitos
	aluviales del Holoceno. Fotografía tomada con vista al noroeste.

- Fotografía 3.7 Se observan niveles de ceniza volcánicas posiblemente del Huaynaputina (1600 d. C.) (Benavente y Audin, 2009), deformados por la reciente actividad de la Falla Purgatorio.
- Fotografía 3.8 Vista hacia el sector de quebrada Honda, donde la Falla Purgatorio desplaza rocas volcánicas y depósitos aluviales del Holoceno. Fotografía tomada con vista al noroeste.
- Fotografía 3.9 Depósito aluvial afectado por la reciente actividad de la Falla Purgatorio; el desplazamiento vertical es de 0.80 m con movimiento de tipo inverso. Fotografía tomada en el sector de quebrada Honda. Fotografía tomada con vista al noreste.
- Fotografía 3.10 Vista en perfil la Falla Purgatorio, donde esta afecta los conglomerados de la Formación Moquegua y depósitos aluviales del Holoceno; el desplazamiento vertical es de 0.40 metros. Fotografía tomada con vista al sureste
- **Fotografía 3.11** Ruptura superficial y deformación de rocas que componen la Formación Huaracané, así como depósitos aluviales del Holoceno. Fotografía ubicada en las coordenadas 17°17'56.61"S y 70°43'1.10"O.
- Fotografía 3.12 Cara libre del escarpe de Falla Incapuquio, al sur del valle Moquegua, afecta los conglomerados de la Formación Moquegua con un desplazamiento vertical de 1.6 m. Fotografía tomada con vista al noroeste.
- Fotografía 3.13 Falla Incapuquio, al norte del valle Moquegua, afecta los conglomerados de la Formación Moquegua con un desplazamiento vertical de 3.5 m; los clastos muestran estrías que indican movimientos de tipo inverso.
- Fotografía 3.14 Falla de tipo normal, tiene un rumbo S48°E y su buzamiento casi perpendicular 78° al suroeste; esta falla pone en contacto rocas del Grupo Maure y depósitos fluvioglaciares.
- Fotografía 3.15 Fallas normales (flechas de color rojo). Presentan escarpes de 1 m. Estas se encuentran afectando depósitos fluvioglaciares; también se observa sagponds paralelos al trazo de falla.
- Fotografía 3.16 Las flechas de color rojo indican el trazo de la falla, presenta un movimiento de tipo inverso, tiene un escarpe de 1 m y afecta depósitos aluviales y fluvioglaciares.

<u>Tablas</u>

Tabla 1.1	Población Región Moquegua
Tabla 6.1	Daño causado por las 10 catástrofes más grandes en los últimos 35 años
Tabla 6.2	Pérdidas económicas por los efectos del sismo del 15 de agosto de 2007
Tabla 6.3	Población Región Moquegua
Tabla 6.4	Puertos marítimos de la región Moquegua
Tabla 6.5	Red energética de la región Moquegua
Tabla 6.6	Unidades mineras de la región Moquegua



Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú Teléfono: 051 - 1- 618 9800 Fax: 051-1-225-3063 | 051-1-225-4540 www.ingemmet.gob.pe comunicacion@ingemmet.gob.pe



