

**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO  
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA Y METALÚRGICA  
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA**



**ESTILO ESTRUCTURAL Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA  
SEDIMENTARIA DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA,  
DEL NORTE DE LA CUENCA TITICACA, UBICADO  
ENTRE AZÁNGARO Y PUTINA**

**TESIS**

Presentado por:

**MILER SHOWIL CANAZA ORTIZ**

Para optar el título profesional de:

**INGENIERO GEÓLOGO**

**PUNO – PERÚ**

**2018**

**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL ALTIPLANO**  
**FACULTAD DE INGENIERIA GEOLÓGICA Y METALÚRGICA**  
**ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA**

**ESTILO ESTRUCTURAL Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA SEDIMENTARIA  
DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA, DEL NORTE DE LA CUENCA  
TITICACA, UBICADO ENTRE AZÁNGARO Y PUTINA**

**TESIS**

**PRESENTADO POR:**

**Miler Showil Canaza Ortiz**

**PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:**

**INGENIERO GEÓLOGO**

Fecha de Sustentación: 13 de diciembre del 2017

**APROBADO POR EL JURADO REVISOR CONFORMADO POR:**

**PRESIDENTE:**

  
\_\_\_\_\_  
Ing. Luis Vicente Ortiz Gallegos

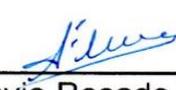
**PRIMER MIEMBRO:**

  
\_\_\_\_\_  
Ing. Jaime Cesar Rodrigo Martínez

**SEGUNDO MIEMBRO:**

  
\_\_\_\_\_  
Ing. Ronald Quiza Vilca

**DIRECTOR / ASESOR:**

  
\_\_\_\_\_  
M. Sc. Flavio Rosado Linares

**Área : GEOLOGÍA GENERAL**

**Tema : GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTONICA**

**PUNO – PERÚ**  
**2018**



## DEDICATORIA

*A mi Osita Loayda, por brindarme su apoyo incondicional, paciencia y confianza en todo momento, sobre todo en los períodos más difíciles de la vida.*

*A mis padres: Fernando D. Canaza Quispe y Amelia Ortiz Chambi, por su sacrificio, esperanza, por la educación que me dieron, por haberme guiado mis pasos por el sendero de la vida.*

*A mis hermanos; por su confianza, apoyo y gratitud, en especial a mi hno Renzo Elmer Canaza Ortiz.*

*A mis amigos y compañeros de trabajo, por su paciencia, respeto, consejos que me dieron y por ser partícipes en mi vida profesional.*

## AGRADECIMIENTO

A Dios, por la vida que me dio, por una familia maravillosa, por el obsequio de una carrera profesional, por darme una compañera extraordinaria, a la que amo con todo mi corazón, porque “Jehová es mi pastor; nada me faltara. En lugares de delicados pastos me hará descansar; junto a las aguas de reposo me pastoreará”.

A la Universidad Nacional del Altiplano, en lo personal a la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica que fue el responsable de mi formación profesional.

A mi Director / Asesor de tesis: M Sc. Flavio Rosado Linares, por su magnánimo apoyo y recomendaciones durante el desarrollo de la presente tesis.

A mis jurados de tesis por su disposición, sugerencias, recomendaciones, en especial al Ing. Luis Vicente Ortiz Gallegos, por sus consejos y sugerencias en la elaboración de la presente tesis.

A mis Docentes de la Escuela profesional de Ingeniería Geológica por sus enseñanzas, sus conocimientos, compartido experiencias profesionales y por el apoyo que sigue brindándonos.

A mis padres por el esfuerzo que realizan diariamente para sacar adelante a la familia, por la amistad mutua; sobre todo el amor, la educación y los valores que me inculcaron.

**ÍNDICE GENERAL**

<b>DEDICATORIA.....</b>	<b>III</b>
<b>AGRADECIMIENTO.....</b>	<b>IV</b>
<b>ÍNDICE GENERAL .....</b>	<b>V</b>
<b>LISTA DE FIGURAS .....</b>	<b>X</b>
<b>LISTA DE ACRÓNIMOS .....</b>	<b>XV</b>
<b>RESUMEN.....</b>	<b>XVI</b>
<b>ABSTRACT.....</b>	<b>XVII</b>

**CAPÍTULO I****INTRODUCCIÓN**

1.1. GENERALIDADES.....	1
1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA .....	3
1.3. ANTECEDENTES .....	3
1.4. JUSTIFICACIÓN DEL PROYECTO.....	4
1.5. HIPÓTESIS .....	5
1.6. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN .....	<b>5</b>
1.6.1. OBJETIVO GENERAL.....	5
1.6.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	5

**CAPÍTULO II****REVISIÓN DE LITERATURA**

2.1. MARCO TECTÓNICA - ESTRUCTURAL.....	6
2.1.1. ALTO ESTRUCTURAL AZÁNGARO – AYAVIRI.....	7
2.1.2. FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE PUTINA (FPCP) .....	7
2.1.3. CLASIFICACIÓN DE FAJA PLEGADA Y CORRIDA.....	8
2.1.4. CORRIMIENTOS FUERA DE SECUENCIA .....	10
2.1.5. ESTRUCTURAS DESARROLLADAS EN UNA FAJA PLEGADA Y CORRIDA.....	11
2.1.5.1. Pliegues por flexión de falla ( <i>Faul – Bend Folds</i> ) .....	11

2.1.5.2. Pliegues por propagación de falla ( <i>faul - propagation folds</i> ).....	12
2.1.5.3. Pliegues Por Despegue ( <i>detachment folds o decollement</i> ) .....	13
2.1.6. SISTEMA DE CORRIMIENTOS .....	15
2.1.6.1. Los sistemas imbricados .....	16
2.1.6.2. Los sistemas duplex .....	16
2.1.6.3. Secuencia de corrimientos .....	17
2.1.7. INVERSIÓN TECTÓNICA .....	17
2.2. MARCO TEÓRICO – TELEDETECCIÓN .....	19
2.2.1. ENERGÍA ELECTROMAGNÉTICA .....	19
2.2.1.1. Factores.....	20
2.2.1.2. Absorción.....	21
2.2.1.3. Dispersión.....	21
2.2.1.4. Reflexión.....	21
2.2.2. FIRMA ESPECTRAL .....	22
2.2.3. SATÉLITES RAPIDEYE .....	23
2.2.3.1. Descripción del satélite rapideye .....	23
2.2.3.2. Características generales.....	23
2.2.3.3. Descripción de bandas.....	24
2.2.4. BENEFICIOS Y VENTAJAS .....	25
2.2.5. ANÁLISIS DE TONALIDADES Y TEXTURAS .....	26
2.2.5.1. Colores naturales .....	27
2.2.5.2. Falsos colores .....	28
2.3. MARCO TECTÓNICA - SEDIMENTARIA .....	28
2.4. ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS.....	34
2.4.1. CONCEPTOS Y PRINCIPIOS DE LA ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS.....	35
2.4.1.1. Procesos de origen de cuencas.....	37
2.4.1.2. Geometría del borde de la cuenca.....	37
2.4.2. NIVEL DEL MAR EUSTÁTICO Y TECTÓNICA .....	39

2.4.2.1. Magnitud de los cambios en los niveles eustáticos.....	39
2.4.3. SUPERFICIES DE ACOMODO.....	40
2.4.4. SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS.....	41
2.4.4.1. Origen de las secuencias estratigráficas .....	41
2.4.5. MODELO DE SISTEMAS DE DEPÓSITO.....	42
2.4.5.1. Sistemas de depósito de lowstand (lowstand system tract).....	43
2.4.5.2. Sistemas de depósito transgresivos (transgressive system tract) ....	45
2.4.5.3. Sistemas de depósito de highstand (highstand system tract).....	46

### **CAPÍTULO III**

#### **MATERIALES Y MÉTODOS**

3.1. IMÁGENES SATELITALES RAPIDEYE .....	48
3.1.1. IMÁGENES SATELITALES DE ALTA RESOLUCIÓN RAPIDEYE .....	49
3.2. COMBINACIÓN DE BANDAS ESPECTRALES.....	49
3.2.1. COMBINACIÓN R=3, G=2, B=1 – RAPIDEYE: .....	50
3.2.2. COMBINACIÓN R=5, G=4, B=3 – RAPIDEYE: .....	51
3.2.3. COMBINACIÓN R=4, G=5, B=1 – RAPIDEYE: .....	51
3.2.4. COMBINACIÓN R=5, G=3, B=2 – RAPIDEYE: .....	52
3.3. SOFTWARE 3D GEOMODELLER .....	52
3.3.1 MODELAMIENTO GEOLÓGICO CON GEOMODELLER .....	53
3.3.2 INVERSIÓN DEL MODELO 3D.....	54
3.4. BASE TOPOGRÁFICA.....	55
3.5. CARTAS NACIONALES .....	55
3.6. SISTEMA DE POSICIONAMIENTO GLOBAL .....	57
3.7. BRÚJULA .....	57
3.8. MUESTREO DE ROCAS .....	58
3.9. TABLAS DE IDENTIFICACIÓN Y CLASIFICACIÓN DE ROCAS .....	58
3.10. METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN.....	60
3.10.1. Adquisición e Integración de información de superficie .....	60
3.10.2. Etapa de gabinete.....	60

3.10.3. Etapas de campo .....	61
3.10.4. Etapa de procesamiento de información .....	61
3.10.5. Resultados .....	61

## CAPÍTULO IV

### RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1. HISTORIA EVOLUTIVA DE LAS FAJAS PLEGADAS Y CORRIDAS .....	62
4.1.1. CARACTERIZACIÓN DEL AREA DE INVESTIGACIÓN .....	62
a) Ubicación Política .....	62
b) Ubicación Geográfica.....	63
c) Accesibilidad .....	65
d) Aspecto Biótico .....	66
e) Principales Elementos Climáticos .....	66
4.1.2. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA PUTINA .....	69
4.1.2.1. Segmento Paleozoico .....	69
4.1.2.2. Segmento Mesozoico Y Cenozoico .....	72
a) Formación Sipín (Jski-si) .....	72
b) Formación Muni (Jski-mu) .....	74
c) Formación Huancané (Ki-hn).....	75
d) Formación Ayabacas (kis-ay) .....	79
e) Formación Vilquechico (Ks-vi) .....	80
f) Formación Auzangate (Ksp-au).....	83
g) Formación Muñani (P- mu) .....	83
h) Rocas intrusivas.....	84
i) Formación Azángaro (NQ-AZ).....	86
j) Sedimentos cuaternarios (Qh-al/fl) .....	87
k) Depósito salino de San Juan de Salinas .....	87
4.2. ESTILO ESTRUCTURAL DE LA CUENCA PUTINA .....	90
4.2.1. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS.....	90
4.2.1.1. Sinclinal de Putina (SP) .....	90

4.2.1.2. Anticlinales Tumbados de Arapa (ATA).....	91
4.2.1.3. Sinclinal de San Juan de Salinas (SSJS).....	92
4.2.1.4. Plegamientos de Azángaro (PA).....	93
4.2.1.5. Falla Yajchata – Calacala (FLLC).....	93
4.2.1.6. Falla Carcapunco – Catacora (FCC).....	94
4.2.1.7. Falla Azángaro – Huancané (FAH).....	94
4.2.2. PROPUESTAS DEL ESTILO ESTRUCTURAL.....	95
4.2.2.1. Sistema de Fajas Corridas y Plegadas Putina (SFCP).....	95
4.2.2.2. Corrimiento Tectónico Azángaro (CTA).....	97
4.2.2.3. Alto Estructural Azángaro – Ayaviri (AEAA).....	100
4.2.3. CONFIGURACIÓN DEL ESTILO ESTRUCTURAL.....	101
4.2.4. SECCIONES ESTRUCTURALES.....	102
4.2.4.1. Sección A – A'.....	103
4.2.4.2. Sección B - B'.....	104
4.2.5. EVOLUCIÓN TECTÓNICA SEDIMENTARIA.....	105
4.2.5.1. Período 1 (Paleozoico).....	106
4.2.5.2. Período 2 (Cuenca Sedimentaria).....	107
4.2.5.3. Período 3 (Deformación - Tectónica Andina).....	108
4.2.5.4. Cuarto Período (Erosión y Agradación).....	109
4.2.6. DISCUSIÓN.....	109
4.2.7. MODELAMIENTO TECTÓNICA SEDIMENTARIA EN 3D GEOMODELLER.....	110
<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>112</b>
<b>RECOMENDACIONES.....</b>	<b>113</b>
<b>REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>114</b>
<b>ANEXO.....</b>	<b>121</b>

## LISTA DE FIGURAS

N°	Descripción	Pag.
Figura 1.	Esquema geológico de la cuenca Putina .....	7
Figura 2.	Ensayo experimental sobre una faja plegada y corrida. ....	8
Figura 3.	A) Margen convergente tipo andino. B) Margen colisional. Nótese las posiciones de las fajas plegadas y corridas sintéticas y antitéticas. ....	10
Figura 4.	a) Formación de estructuras fuera de secuencia por erosión b) por interposición de un obstáculo en el antepais.....	11
Figura 5.	Desarrollo cinemático de pliegues por flexión de falla.....	12
Figura 6.	Evolución cinemática para pliegues por propagación de falla. ....	12
Figura 7.	Evolución cinemática para pliegues por despegue.....	13
Figura 8.	Estructuras de FPC, el modelo teórico y natural. ....	14
Figura 9.	Clasificación de sistema corrimientos. ....	15
Figura 10.	Modelo de secuencia de corrimientos Imbricados y ciegos. ....	16
Figura 11.	Modelo de secuencia de corrimientos Imbricados y dúplex.....	17
Figura 12.	Ilustración de la inversión parcial y total de un hemigraben. ....	18
Figura 13.	Espectro Electromagnético. ....	19
Figura 14.	Incidencia y reflexión de rayos electromagnética. ....	22
Figura 15.	Curvas de la firma espectral.....	22
Figura 16.	Tipos de texturas. ....	27
Figura 17.	Imágenes satelitales de Sasplane y Raster.....	28
Figura 18.	Mapa de dominios geotectónicos y sistema de fallas regionales.....	32
Figura 19.	Correlación litoestratigráfica.....	35
Figura 20.	Esquemas que muestran la subsidencia tectónica en un antepaís. ....	38
Figura 21.	Perfil típico de una unidad progradante del borde de la cuenca. ....	38
Figura 22.	Terminaciones estratales del borde de una cuenca. ....	38
Figura 23.	Parámetros relativos al nivel del mar. Nivel del mar eustático, nivel de base para los sistemas fluviales que entran en el océano. ....	39
Figura 24.	Nivel base en ambientes fluviales, de línea de costa y de plataforma.....	40
Figura 25.	Modelo de sistema de depósitos.....	43
Figura 26.	Abanico de piso de cuenca. ....	44
Figura 27.	Componentes del sistema de depósito de lowstand.....	45

Figura 28. Componentes del sistema de depósito transgresivo. ....	46
Figura 29. Componentes de los sistemas de depósito de highstand en un margen de discontinuidad de plataforma. Esto incluye a los estratos superiores (aluvial, costero), marino somero, y a sistemas de plataforma. ....	47
Figura 30. Imágenes satelitales RapidEye de alta resolución .....	49
Figura 31. Combinación 321, RapidEye.....	50
Figura 32. Combinación 543, RapidEye.....	51
Figura 33. Combinación 451, RapidEye.....	51
Figura 34. Combinación 532, RapidEye.....	52
Figura 35. Software 3D Geomodeller.....	53
Figura 36. Modelamiento geológico en software 3D Geomodeller .....	54
Figura 37. Software Global Mapper y modelo digital de elevación. ....	55
Figura 38. Carta geológica nacional, Cuadrángulo Azángaro y Putina.....	56
Figura 39. Dominios geotectónicos en GEOCATMIN.....	56
Figura 40. GPS Garmin GPSMAP 60CSx.....	57
Figura 41. Brújula Brunton F-5008 0-360°.....	58
Figura 42. Descripción de rocas sedimentarias.....	59
Figura 43. Diagrama de Streckeisen para reconocimiento de las rocas ígneas.....	59
Figura 44. Ubicación política y geográfica del área de estudio.....	63
Figura 45. Ubicación hidrográfica de la Cuenca Titicaca.....	64
Figura 46. Contacto geológico entre la fm. Ambo y Chagrapi. ....	70
Figura 47. Afloramientos de calizas Sipín, dentro de la estructura de la fm. Muni.....	73
Figura 48. Afloramientos de calizas Sipín en el núcleo de un anticlinal tumbado.....	73
Figura 49. Afloramiento de la formación Muni. ....	74
Figura 50. Realce de la formación Muni en imágenes satelitales RapidEye.....	75
Figura 51. Superficie de contacto entre las formaciones Huancané y Muni. ....	76
Figura 52. Vetillas de cuarzo en la superficie de contacto con formación Muni.....	76
Figura 53. Cabalgamiento de la fm. Muni sobre la fm. Huancané. ....	77
Figura 54. Estratigrafía de secuencias de la formación Huancané.....	78

Figura 55. Resalte de la formación Huancané en imágenes satelitales RapidEye. ....	78
Figura 56. Superficies de contacto de la formación Ayabacas con la formación Vilquechico. ....	80
Figura 57. Superficie de contacto entre las subunidades inferior e intermedia de la formación Vilquechico. ....	81
Figura 58. Sinclinal echado de la formación Vilquechico. ....	82
Figura 59. Tectónica de la formación Vilquechico. ....	82
Figura 60. Afloramientos de la formación Auzangate en el núcleo del pliegue encogidos. ....	83
Figura 61. Superficies de contacto concordante de la fm. Muñani sobre fm. Vilquechico. ....	84
Figura 62. Afloramientos del intrusivo Yajchata. ....	85
Figura 63. Afloramientos del intrusivo Calacala. ....	85
Figura 64. Afloramientos del intrusivo Tontoquere. ....	86
Figura 65. Laguna de San Juan de Salinas. ....	88
Figura 66. Perfiles del pozo Coata 2x, Azul = piedra caliza, rojo = sal, verde claro = anhidrita y yeso, amarillo = cong y Ss y verde profundo = pizarra. ....	88
Figura 67. Columna estratigráfica generalizada del Norte del Lago Titicaca. ....	90
Figura 68. Columna estratigráfica de la cuenca Putina, ....	90
Figura 69. Sinclinal de Putina. ....	91
Figura 70. Anticlinales echados de Arapa. ....	92
Figura 71. Sinclinal de San Juan de Salinas. ....	93
Figura 72. Plegamiento de calizas Sipín por movimiento transcurrente de la falla Azángaro – Huancané. ....	94
Figura 73. Sistema de fallas locales y regionales. ....	95
Figura 74. Faja plegada y corrida de Putina. ....	97
Figura 75. Corrimiento tectónico Azángaro con interrupción y desplazamiento de la falla transcurrente, ....	99
Figura 76. Material de despegue y superficie de contacto de la fm. Muni. ....	100
Figura 77. Laguna de San Juan de Salinas. ....	101
Figura 78. Sistema de fajas plegadas y corridas en sus dos niveles de despegue. ....	102

Figura 79. Imagen Satelital RapidEye mostrando los dominios estructurales y la ubicación espacial en la parte Oeste del Altiplano. Las líneas rojas muestran el sitio de las secciones propuestas para el presente estudio. ....	103
Figura 80. Sección A – A', sistema de fajas plegadas y corridas de Putina....	104
Figura 81. Sección B – B', sistema de fajas plegadas y corridas de Putina....	105
Figura 82. Modelo digital de elevación del área de estudio. ....	111
Figura 83. Modelamiento de vistas en Software Geomodeller. ....	111

**LISTA DE TABLAS**

<b>N°</b>	<b>Descripción</b>	<b>Pag.</b>
	Tabla 1: Satélites RapidEye .....	24
	Tabla 2: Edades y sus correspondientes ciclos orogénicos Mesozoico y Cenozoico.....	33
	Tabla 3: Coordenadas de los vértices del polígono de estudio. ....	65
	Tabla 4: Distancia del acceso terrestre a la zona estudio.....	66

## LISTA DE ACRÓNIMOS

<b>FPC:</b>	Fajas Plegadas y Corridas
<b>OST:</b>	Out of Sequence Thrust
<b>STR:</b>	Secuencia Transgresiva – Regresiva
<b>SP:</b>	Sinclinal de Putina
<b>ATA:</b>	Anticlinal Tumbado de Arapa
<b>SSJS:</b>	Sinclinal de San Juan de Salinas
<b>PA:</b>	Plegamiento Azángaro
<b>FLLC:</b>	Falla Yajchata – Calacala
<b>FCC:</b>	Fallas Carcapunco – Catacora
<b>FAH:</b>	Falla Azángaro – Huancané
<b>CTA:</b>	Corrimiento Tectónico Azángaro
<b>AEAA:</b>	Alto Estructural Azángaro – Ayaviri
<b>DEM:</b>	Modelo Digital de Elevación
<b>UTM:</b>	Universal Transversal Mercator
<b>ONLAP:</b>	Terminaciones estratales de una agradación sedimentaria mediante secuencias transgresivas (retrogradación).
<b>OFFLAP:</b>	Terminaciones estratales de una agradación sedimentaria mediante secuencias regresivas (progradación).
<b>Jski-si:</b>	Formación Sipín.
<b>Jski-mu:</b>	Formación Muni
<b>Ki-hn:</b>	Formación Huancané.
<b>kis-ay:</b>	Formación Ayabacas.
<b>Ks-vi:</b>	Formación Vilquechico.
<b>Ksp-au:</b>	Formación Auzangate.
<b>P-mu:</b>	Formación Muñani.
<b>Qh-al/fl:</b>	Sedimentos Cuaternarios.
<b>Qh-al:</b>	Depósitos aluviales.
<b>Qh-fl:</b>	Depósitos fluviales.

## RESUMEN

El presente trabajo de investigación ejecutado de abril a octubre del 2017. Fue realizado debido a la importancia de la cuenca Putina que carece de información geológica, tanto en superficie como en subsuelo. El objetivo fue determinar la historia evolutiva de la cuenca Putina y a su vez, proponer un estilo estructural, que permitirá entender la configuración geométrica del área de estudio. El procedimiento para este fin se cumple inicialmente mediante la adquisición, compilación e integración, así como la revisión bibliográfica, cartas nacionales, softwares e imágenes satelitales; posteriormente, se efectuó la fase analítico - descriptivo mediante el uso de imágenes satelitales RapidEye con su combinación de 5 bandas espectrales y modelamiento geológico en software 3D Geomodeller. La configuración estructural y ciclo de evolución del área de estudio es compleja, la cuenca Putina comienza a formarse a partir del Triásico, la evolución está basada en una serie de secuencias transgresivas y regresivas, el excedente de la estratigrafía de secuencias transgresivas de tipo onlap y la actividad de la fase peruana y posteriormente la fase Inca generó la desestabilización de la cuenca. Como resultado final se plantea un sistema de corrimientos, dos niveles de despegue, sobrecorrimiento tectónico y cuatro etapas de evolución tectónica sedimentaria, Para concluir la investigación se realiza una propuesta litoestratigráfica y otra propuesta sobre la geometría del estilo estructural, donde se refleja la dimensión, extensión y evolución. Toda la información descrita es plasmada en mapas, secciones, figuras y matrices; para una mejor representación de los resultados obtenidos, se realiza un modelamiento del mapa geológico 3D, ilustrando la distribución de unidades geológicas de la cuenca Putina mediante el uso del software 3D Geomodeller.

**PALABRAS CLAVE:** Tectónica sedimentaria, corrimiento, imagen satelital, bandas espectrales, estilo estructural.

## ABSTRACT

This research work was carried out from April to October 2017. It was carried out due to the importance of the Putina basin that lacks geological information, both on the surface and in the subsoil. The objective was to determine the evolutionary history of the Putina basin and, in turn, to propose a structural style that will allow us to understand the geometric configuration of the study area. The procedure for this purpose is initially met through the acquisition, compilation and integration, as well as the bibliographic review, national letters, software and satellite images; Subsequently, the analytical - descriptive phase was carried out through the use of RapidEye satellite images with its combination of 5 spectral bands and geological modeling in Geomodeller 3D software. The structural configuration and evolution cycle of the study area is complex, the Putina basin begins to form the Triassic, the evolution is based on a series of transgressive and regressive sequences, the surplus of the stratigraphy of onlap and transverse sequences the activity of the Peruvian phase and later the Inca phase generated the destabilization of the basin. The final result is a system of landslides, two levels of takeoff, tectonic overcrowding and four stages of sedimentary tectonic evolution. To conclude the investigation, a lithostratigraphic proposal is made and another proposal on the geometry of the structural style, where the dimension is reflected, extension and evolution. All the information described is reflected in maps, sections, figures and matrices; For a better representation of the results obtained, a 3D geological map modeling is done, illustrating the distribution of geological units of the Putina basin through the use of 3D Geomodeller software.

**KEYWORDS:** sedimentary tectonics, thrust, satellite image, spectral bands, structural style.

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1. GENERALIDADES

Existió un geosinclinal andino que se formó en la cuenca intramontañosa, limitada al Oeste por un arco magmático y al Este por la margen continental llamado cratón brasileño (Dalmarc, 1977). Dentro de esta mega cuenca se formó la cuenca sedimentaria Putina que se ubica al Noreste del Lago Titicaca, región de Puno (INGEMMET, 1995); en la cual se depositaron sedimentos marinos, continentales y posteriormente vulcanoclásticos, que tuvieron mayor desarrollo durante el Cretácico.

La presente investigación está conformada por 4 capítulos, los cuales nos presentan la información necesaria para entender la investigación de manera sencilla.

En el capítulo I, se encuentra la introducción, la justificación, la hipótesis, los objetivos, la metodología de investigación y la información de las características generales de la zona de estudio.

En el capítulo II, se visualiza, la revisión bibliográfica, la cual contiene definiciones que nos ayudaran a entender con mayor facilidad la investigación realizada.

En el capítulo III, se describe los materiales utilizados como las imágenes satelitales RapidEye en el estudio de la litoestratigrafía y reconocimientos de estructuras geológicas. El estudio litoestratigráfico juega un papel muy importante, ya que determina el tipo de roca y los ambientes de sedimentación

de cada unidad geológica presente en el área de trabajo. El control estructural regional es indispensable ya que establece la presunción de la geometría de la deformación de las estructuras de discontinuidad. La estratigrafía de secuencias nos ayudó a comprender el sistema de depósito, terminaciones estratales, bordes de cuencas, líneas de costa, ambientes marinos y transicionales. La zona de estudio es topográficamente suave con sistema de drenaje dendrítico; sin embargo, tiene una historia geológica compleja, con presencia de cuerpos ígneos, lineamientos de agua termales y cantera de sal de San Juan de salinas.

Adicionalmente se utilizó el software 3D Gemodeller para el modelamiento geológico de la cuenca sedimentaria Putina. Resaltando que la configuración tectónica y estructural es trascendental, por que que determina la geometría de las estructuras desarrolladas por la faja plegada y corrida.

En el capítulo IV, se presentan los resultados obtenidos, las cuales explican la evolución tectónica sedimentaria de la faja plegada y corrida, con la finalidad de plantear estilo estructura específico. Al final de este apartado se llega a concretar el estudio con generación de planos geológico y se asume dos secciones estructurales con orientaciones perpendiculares al rumbo andino, así también se obtiene el modelamiento geológico en 3D del área de estudio. Cabe mencionar, que los episodios de evolución comienzan desde el Paleozoico como basamento y todo el Mesozoico que representa toda la secuencia estratigráfica clasificando en cuatro periodos de evolución y posterior a estos sucesos se realiza la dinámica de esfuerzos sobre las estructuras desarrolladas en una faja plegada y corrida hasta llegar a la fisonomía actual.

En conclusión, se asume que para una exacta determinación de la evolución de la faja plegada y corrida se realiza el estudio de la tectónica, sedimentología, estratigrafía, estructural, estratigrafía de secuencias y geología local con la aplicación de las imágenes satelitales RapidEye (Bandas R4, B5 y G1) y modelamiento geológico en software Geomodeller.

## 1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El lote 141, ubicado dentro de la cuenca Putina ha sido explorado en el año 2007 al 2013 por la empresa Andean Resources PLC (Perú), realizando trabajos de Aerogravimetría y Aeromagnetometría y trabajos de sensores remotos; sin embargo, su retiró se debe por el excesivo tiempo en fuerza mayor por problemas sociales en Puno. Dicho esto, el esfuerzo exploratorio no ha sido muy intenso en comparación con los lotes adyacentes (lote 105). El problema principal es la actitud “anti minera” en la zona norte de Puno, cuya superficie está compuesto en su gran parte por comunidades campesinas, haciendo inaccesible la exploración por métodos directos.

La carencia de información geológica tanto en el subsuelo como en superficie, hace que se requiera nuevas investigaciones por lo menos en superficie, la interpretación estratigráfica y reinterpretación tectónica, realizados con nuevos datos de campo, e integrarlos con la escasa información antecedente; para generar una consolidación estratigráfica y tectónica patente.

## 1.3. ANTECEDENTES

E. Cristallini (1998), Realizo la introducción a las fajas plegadas y corridas, definiendo los términos básicos y realizando ensayos de laboratorio, generando resultados favorables en el análisis estructural.

En Perú, Laubacher, G., (1978), realizo el Estudio geológico de la región norte del Lago Titicaca. Boletín N° 5 del Instituto de Geología y Minería. La zona en estudio corresponde a la cordillera Oriental SE del Perú, realizando la caracterización de los conjuntos estratigráficos y actividades tectónicas sobre las rocas paleozoicas.

En Perú, Acosta, H. (2000), realizo una tesis de investigación denominado Estratigrafía y Tectónica entre Azángaro, Putina y alrededores, Norte del Lago Titicaca (Puno-Perú), Tesis de Grado, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco. Realizando una propuesta estratigráfica de las unidades geológicas y realizando modelos geológicos sobre las repeticiones tectónicas en la cuenca de Putina.

En Perú, Sempere T., Acosta H.; Carlotto V. (2004), en su artículo sobre la estratigrafía del Mesozoico y Paleoceno al Norte del Lago Titicaca; realizando comparaciones de los trabajos estratigráficos antecesores de esta parte del área en estudio; donde, pone de manifiesto que los numerosos modelos estratigráficos disponibles discrepan fuertemente entre ellos y no existe un consenso sobre la realidad geológica de esta área.

#### **1.4. JUSTIFICACIÓN DEL PROYECTO**

La zona de estudio se ubica en la cuenca de Putina, en la cuenca sedimentaria se generó depósitos de hidrocarburos (lote petrolero 141, INGEMMET). Al lado Sur se encuentra el lote 105, que ha sido explorada con fines hidrocarburos desde finales del año 1990, generando resultados fructíferos con la exploración del yacimiento de petróleo más alto del mundo, "Campo Pirin", con una producción acumulada de 300 000 barriles del crudo de alta calidad de 40° API, (PERUPETRO, 2008). Sin embargo, a pesar de ser zonas rimbombantes, estas zonas están sub-exploradas carece de información geológica tanto en superficie como en subsuelo, así como una modelación digital según los componentes espaciales y cronológicas. La carencia de información gráfica teórica de los macizos o estructuras rocosas ubicadas en el área de estudio, así como; lineamientos de afloramientos rocosos, lineamiento de surgencias de aguas termales, fajas plegadas y corridas, repeticiones tectónicas y domo salino alineada al sistema de falla regional lleva a una interpretación histórica – geológica deficiente. Por lo cual, es muy transcendental actualizar y continuar con el trabajo que estuvieron haciendo muchos autores en las décadas pasadas; como Newell, N., 1949, Andebaud, 1978 Laubacher, G., 1978, Jaillard, 1993, Horton, B. K, 1997, entre otros. Que forjaron estudios geológicos sobre estratigrafía, tectónica local y estructural sobre la cuenca del Titicaca y el altiplano.

## **1.5. HIPÓTESIS**

Con el empleo de imágenes satelitales y software 3D Geomodeller es posible establecer modelamiento geológico con la finalidad de determinar la evolución tectónica sedimentaria de la faja plegada y corrida de la cuenca Putina.

## **1.6. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN**

### **1.6.1. OBJETIVO GENERAL**

Realizar el estilo estructural e interpretar la evolución tectónica sedimentaria de la faja plegada y corrida, mediante el modelamiento geológico utilizando el software 3D Geomodeller.

### **1.6.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Determinar la historia evolutiva de las fajas plegadas y corridas (Fold and Thrust Belt) y análisis geométrico de la deformación.
- Proponer el estilo estructural, que permitirá entender la configuración geométrica del área de estudio, mediante la construcción de secciones estructurales e interpretación de la base de datos GIS.

## CAPÍTULO II

### REVISIÓN DE LITERATURA

En este apartado se realiza el desarrollo correspondiente mediante el despliegue por partes, de acuerdo a la importancia y extensión en el contenido del proyecto. Se realizó la revisión y recopilación bibliográfico de información en temas como marco tectónico - estructural, marco teórico - teledetección, marco tectónico - estratigráfica.

#### 2.1. MARCO TECTÓNICA - ESTRUCTURAL

En la recopilación de información se tiene el estudio del Altiplano por varios autores (como Newell, 1949; Laubacher, 1990; Sempere, 2000) que pusieron la mirada por ser importante para la exploración de yacimientos de minerales e hidrocarburos. También en el XV congreso peruano geológico realizaron una publicación donde explican “los últimos años dentro del Altiplano y en el borde oeste de la Cordillera Oriental se han descubierto nuevos yacimientos de oro y también, en casi toda el área, se vienen realizando exploraciones por hidrocarburos”.

EL altiplano Oriental está limitado por dos sistemas de fallas regionales determinadas por el Instituto Geológico Minero Metalúrgico del Perú (INGEMMET), el sistema de fallas Urcos-Sicuani- Ayaviri (rumbo andino), y el sistema de fallas Quilcapunco-Ccaccapunco con orientación Noroeste a Sureste (NO-SE). El Altiplano Oriental tiene forma triangular con su lado más estrecho al noroeste. Las estructuras de fallas regionales en el altiplano oriental han originado 2 estilos estructurales: alto estructural y la faja plegada y corrida de Putina.

### 2.1.1. ALTO ESTRUCTURAL AZÁNGARO – AYAVIRI

Se encuentran entre el sistema de fallas Urcos - Sicuani- Ayaviri y la falla Nuñoa - Azángaro. Está conformado por repeticiones tectónicas y anticlinales que afectan a rocas del Paleozoico inferior hasta el Cretácico, que fueron originadas por fallas inversas de alto ángulo convergentes al SE, las cuales tienen su nivel de despegue en las secuencias pizarrosas del Paleozoico inferior; esto sugiere que a la época del Permo-Triásico esta zona estuvo formada por fallas normales que daban lugar a un basculamiento de bloques en un régimen distensivo y que luego en el Terciario se convirtieron en fallas inversas en régimen compresivo (Fig. 01).

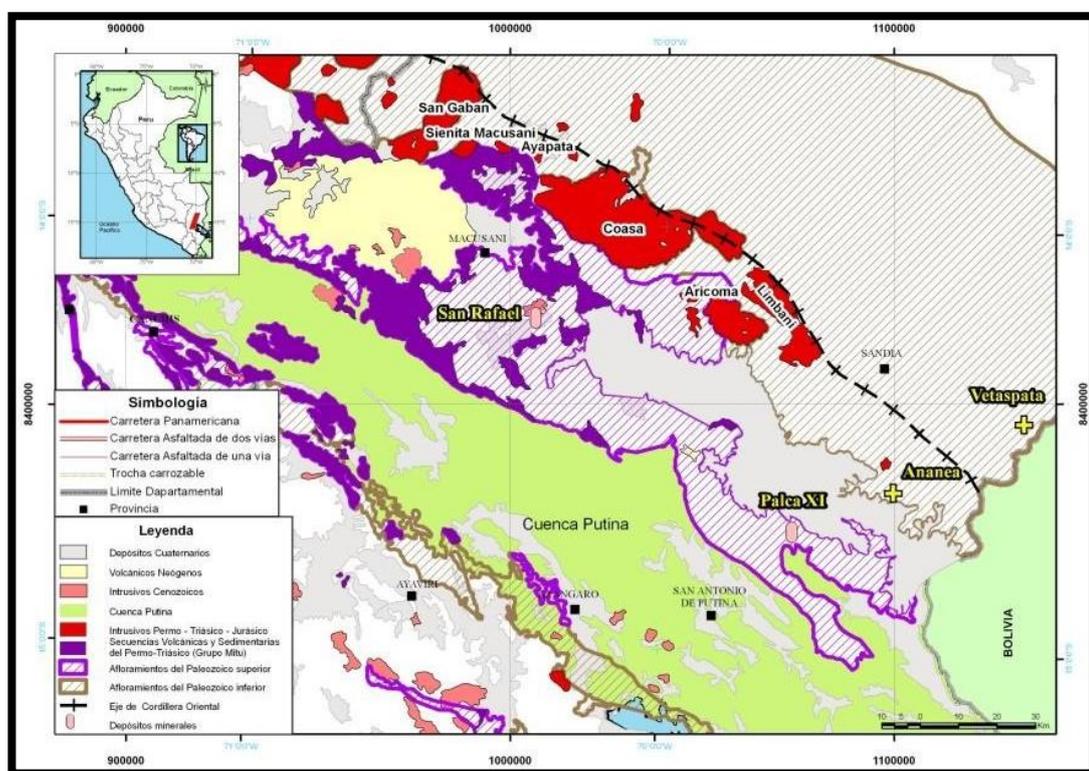


Figura 1. Esquema geológico de la cuenca Putina

Fuente: Michael V., Jorge Acosta & Raymond Rivera.

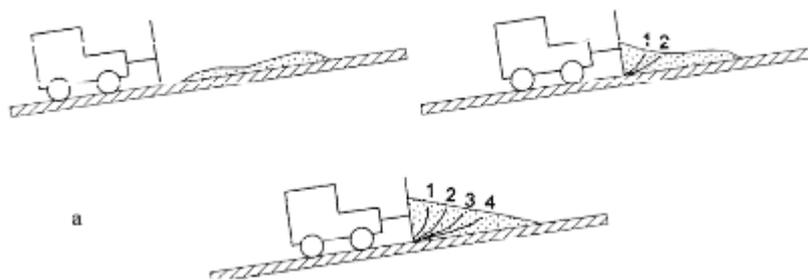
### 2.1.2. FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE PUTINA (FPCP)

Se encuentra entre las fallas Nuñoa-Azángaro y el sistema de fallas Quilcapunco-Ccaccapunco. La cual está conformado por rocas del Triásico al Cretácico originadas por fallas inversas de dirección NO-SE convergentes al

suroeste con su nivel de despegue es la Formación Muni del Jurásico (Newell, 1949; Sempere, 2000).

Chapple (1978), enfatizó que las fajas plegadas y corridas en general muestran una superficie basal que es una superficie de despegue, (detachment o decollement), inclinado hacia el núcleo montañoso, debajo de cual existe muy poca deformación y mucha compresión horizontal por encima de ella.

Cristallini (1998), realizó un ensayo experimental con una topadora que empuja una montaña de arena (fig. 02), esta se comienza a acumular frente a la pala. Esa acumulación implica una deformación dentro de la montaña de arena, que comienza a tomar forma una cuña cuyo ángulo frontal ira en continuo aumento. Sin embargo, la montaña de arena no se va a desplazar hasta que la cuña alcance un determinado ángulo que se denomina ángulo crítico. Una vez alcanzado el ángulo crítico la cuña de arena se va a desplazar sobre el piso sin que este ángulo se modifique y sin que haya deformación interna dentro de la montaña de arena. El ángulo crítico depende básicamente del ángulo de fricción interna del material en cuestión. El mismo tipo de mecanismo, aunque con escalas espaciales y temporales muy distintas, es el que actúa durante la formación de una faja plegada y corrida.



*Figura 2. Ensayo experimental sobre una faja plegada y corrida.*

**Fuente:** Cristallini, 1998.

### 2.1.3. CLASIFICACIÓN DE FAJA PLEGADA Y CORRIDA

Según Cristallini (1998), la vergencia de una faja plegada y corrida nos indica el sentido de transporte tectónico y es opuesta a la inclinación de la mayoría de las fallas y planos axiales de pliegues de la región. Es decir que, si por ejemplo las fallas y planos axiales de una faja plegada y corrida inclinan al oeste, la vergencia

es oriental (ejemplo: Precordillera Central y Occidental). Si la vergencia es opuesta a la inclinación de la zona de subducción relacionada con la faja plegada y corrida (FPC), se dice que esta es sintética de lo contrario es antitética (es decir que en la FPC sintética, la mayoría de las fallas y planos axiales inclinan en la misma dirección que la zona de subducción, y en la antitética hacia una dirección opuesta). En la fig. 03. pueden verse dos ejemplos de márgenes convergentes en los que se indican los diferentes elementos que los componen. Las FPC sintéticas tienen mayor desarrollo en zonas de colisión, mientras que en regiones de subducción tipo andina, las antitéticas son las más importantes. Roeder (1973), clasificó a las fajas plegadas y corridas en: antitéticas, se ubican en el retroarco de un margen convergente y sintético, se da en zonas de colisión de antearco o complejos de subducción (fig. 03.A).

Otra clasificación de las FPC se basa en los niveles estructurales involucrados (Roders, 1971). Es así que las FPC de piel fina o epidérmica son aquellas en las que no se involucra el basamento en la deformación y solo participa en esta una delgada capa de sedimentos. Los niveles basales de despegue de este grupo en general no exceden los 7-8 km de profundidad. Las FPC que involucran rocas de basamento se denominan de piel gruesa o de basamento. Las primeras se caracterizan por desarrollar estructuras muy continuas en el rumbo correspondientes a corrimientos de bajo ángulo y plegamientos vinculados donde las separaciones entre los primeros y las longitudes de onda de los segundos son pequeñas. En general el acortamiento absorbido por este tipo de FPC es mucho mayor que el de las de piel gruesa, pero, en cambio, las elevaciones alcanzadas son algo menores.

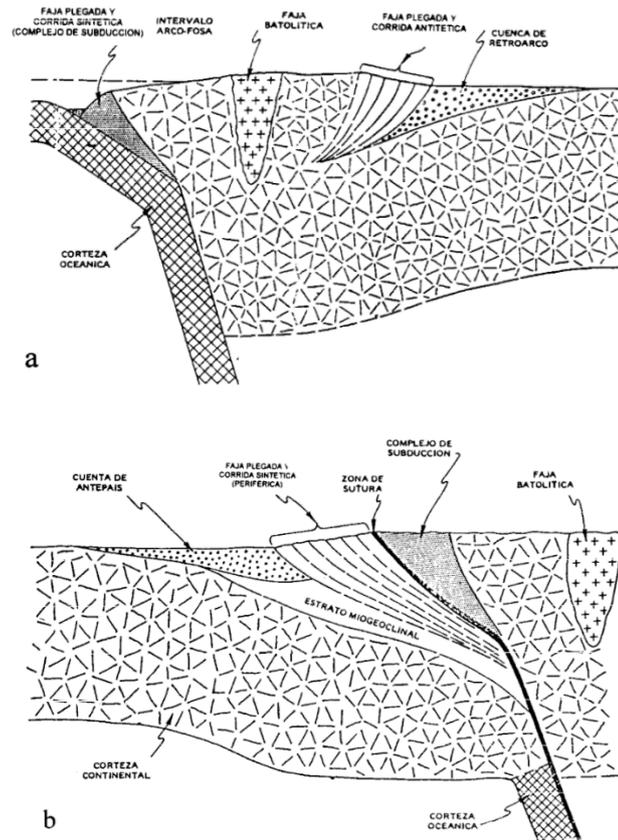


Figura 3. A) Margen convergente tipo andino. B) Margen colisional. Nótese las posiciones de las fajas plegadas y corridas sintéticas y antitéticas.

Fuente: Roeder, 1973.

La participación de las rocas de basamento en la estructura de una FPC puede deberse a diferentes causas. Según Cristallini (1998), expresa que se debe a una inversión tectónica y la reactivación de antiguas estructuras o zonas de debilidad. Así como también el aumento de flujo térmico genera las posibilidades de desarrollo de transiciones fragil-ductiles en niveles corticales someros (10-15 km de profundidad), estas pueden constituir niveles de despegue óptimos para el desarrollo de una FPC.

#### 2.1.4. CORRIMIENTOS FUERA DE SECUENCIA (out of sequence thrust, OST)

Se presenta cuando existe un obstáculo o una montaña de barrera al hacer contacto generaría deformación interna, hasta que se vuelva a restablecer el ángulo crítico, el ejemplo experimental de Cristallini (1998), siempre es importante (fig. 4). Algo similar ocurre en las FPC cuando la deformación se interrumpe momentáneamente en el frente orogénico y comienza desde atrás a

desarrollarse corrimientos fuera de secuencia que cortan estructuras anteriormente desarrolladas (fig. 4). A diferencia de los corrimientos comunes, que siempre cortan secuencia arriba, un OST puede cortar secuencia arriba o secuencia abajo. Una vez que se restablecido el ángulo crítico nuevo, los corrimientos fuera de secuencia se desactivan y se retoma la deformación en el frente orogénico.

Algo similar ocurre en las FPC cuando los niveles de erosión en la zona de transporte son muy importantes (fig. 4.a)

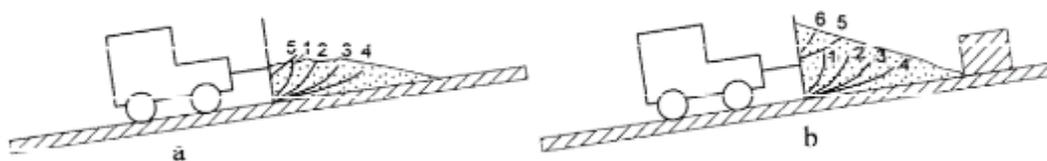


Figura 4. a) Formación de estructuras fuera de secuencia por erosión b) por interposición de un obstáculo en el antepais.

Fuente: Cristallini, 1998.

En una FPC el obstáculo que impide que el frente orogénico avance, la deformación se traslada al sector interno del mismo, en donde se pueden desarrollar corrimientos fuera de secuencia. Ese obstáculo puede ser un bloque importante de basamento, un cordón montañoso levantado por una falla de convergencia contraria.

### 2.1.5. ESTRUCTURAS DESARROLLADAS EN UNA FAJA PLEGADA Y CORRIDA

Clasificar estructuras relacionados con FPC no es tarea fácil puesto que en la definición de los diversos tipos intervienen tanto aspectos de carácter geométrico como cinemático y a veces mecánico. Sin embargo, en los últimos años se ha utilizado frecuentemente clasificación basada en tres tipos según J. Poblet (2004), como se muestra a continuación.

#### 2.1.5.1. Pliegues por flexión de falla (*Faul – Bend Folds*)

Rich (1934), define los pliegues por flexión como pliegues que se forman como resultado del movimiento de un bloque de falla a lo largo de una superficie no

planar, lo cual causa flexión del bloque de falla y por lo tanto la formación del pliegue (fig. 5).

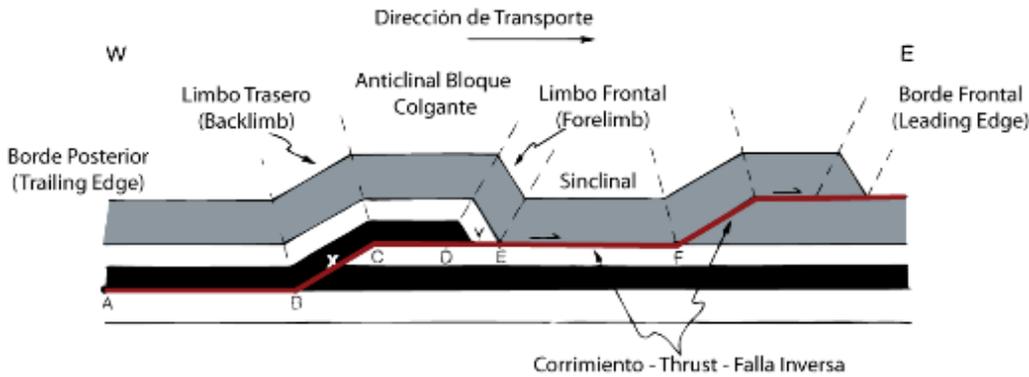


Figura 5. Desarrollo cinemático de pliegues por flexión de falla.  
Fuente: modificado por Suppe, 1983.

**2.1.5.2. Pliegues por propagación de falla (faul - propagation folds)**

Dahldtron (1970), menciona que se forman contemporáneamente a la propagación de una falla en situación de rampa a través de una serie de estratos, de forma que el acortamiento da lugar a la formación de un pliegue en la zona próxima a su terminación (fig. 6).

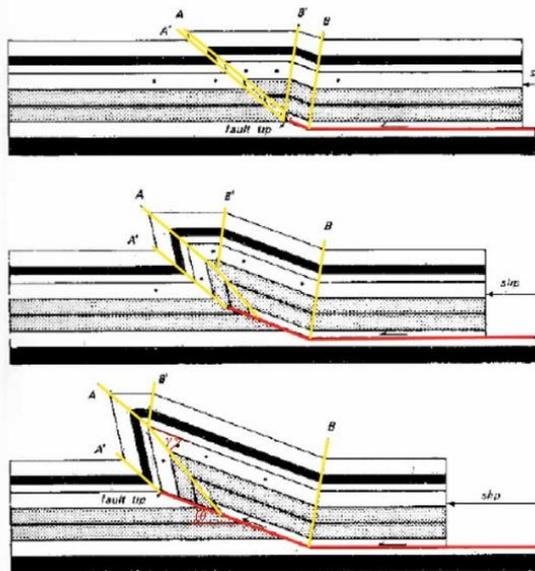


Figura 6. Evolución cinemática para pliegues por propagación de falla.

Fuente: Suppe, 1985.

### 2.1.5.3. Pliegues Por Despegue (*detachment folds o decollement*)

Los pliegues por despegue son los más sencillos de entender y su desarrollo se basa en la compresión de uno o más bancos de material de alta ductilidad (evaporitas, arcillitas, lutitas, etc.) a los que sobre yacen bancos más competentes. El espacio generado por debajo de la cúpula de pliegue puede ser rellenado por el material dúctil sin la necesidad de que existan rampas de falla en el sistema.

Los pliegues por despegue, los cuales son desarrollados arriba de un despegue basal o falla de cabalgamiento que es paralela a la estratificación. Estos pliegues requieren para su formación de capas dúctiles como sal o anhidrita (McClay, 2002).

Los pliegues por despegue se generan por esfuerzos compresivos horizontales que pliegan la secuencia, y el material dúctil migra hacia el núcleo de la estructura. Cristallini (1998), indica la existencia de modelos bidimensionales para explicar la formación de pliegues por despegue (fig. 7), uno de ellos se produce como consecuencia de una deformación instantánea en los bancos competentes que sobre yacen a los incompetentes y la migración posterior de este material hacia el núcleo de la estructura.

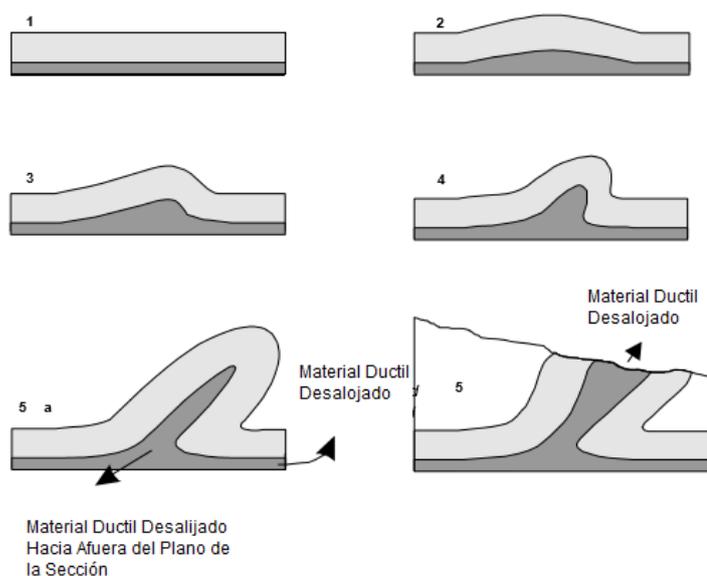
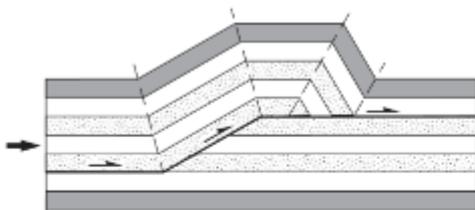


Figura 7. Evolución cinemática para pliegues por despegue.  
Fuente: McClay, 2002.

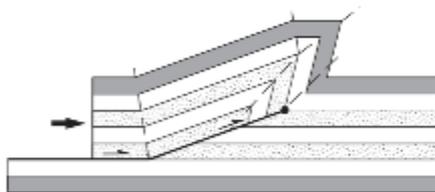
Chamberlin (1910), explica que los pliegues despegados, a diferencia de los pliegues de flexión o de propagación de falla, no están asociados con una rampa en la falla, sino que forman en relación con un cabalgamiento paralelo a las capas.

Los pliegues, solo se pueden dar desvinculados de fallas en zonas de alta ductilidad, aunque sea en parte, rocas poco competentes. De lo contrario, en rocas donde predominan el comportamiento frágil, los pliegues importantes siempre se vinculan al fallamiento. Es así que, en las FPC en general predominan estructuras mixtas de plegamiento y fallamiento (fig.8).

**A. PLIEGUES DE FLEXION DE FALLA**



**B. PLIEGUES DE PROPAGACION DE FALLA**



**C. PLIEGUES DESPEGADOS**

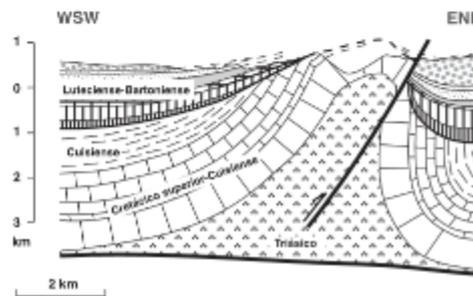
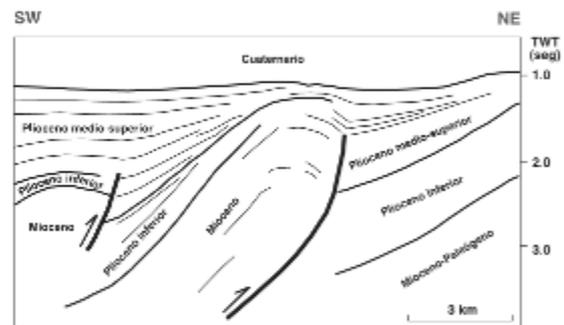
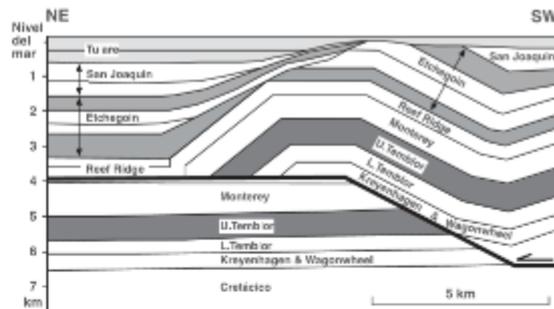
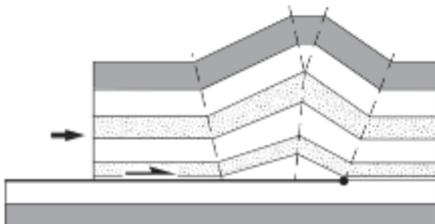


Figura 8. Estructuras de FPC, el modelo teórico y natural.

Fuente: J. Poblet, 2004.

### 2.1.6. SISTEMA DE CORRIMIENTOS

Cuando en una faja plegada y corrida se conecta entre si un conjunto de corrimientos con sus estructuras asociadas, se le conoce como un Sistema de Corrimientos según Cristallini, 1998. Los trabajos de Butler (1982) y Boyer & Elliott (1982) presentan una síntesis actualizada de la nomenclatura vigente en las diversas familias de estructuras teniendo en cuenta las referencias básicas de Dahlstrom (1969, 1970) o como parte de sistemas de corrimientos. Dichos sistemas fueron subdivididos en imbricados y de dúplex (fig. 10). Cuando una lámina de corrimiento principal se mueve, el próximo corrimiento se propagará uno hacia adelante en el frente de las primeras láminas si no se vuelve a juntar con el corrimiento principal, se formarán los sistemas imbricados. Cuando dos o más fallas menores se vuelven a unir se desarrollará un dúplex. Estas estructuras son también conocidas como cabalgamiento.

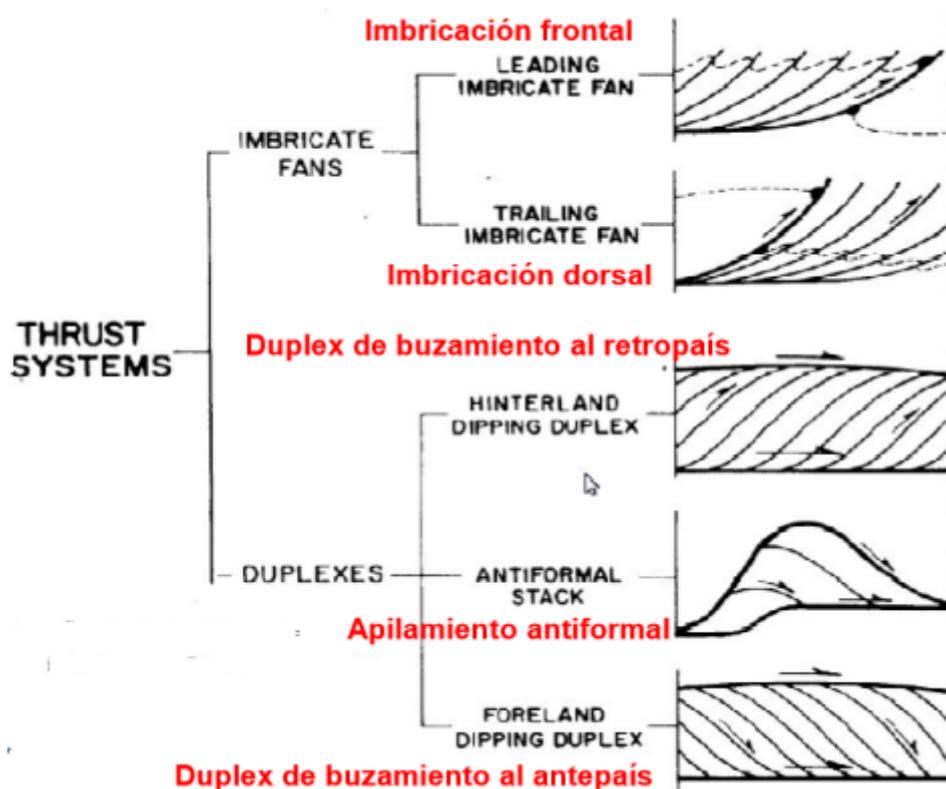


Figura 9. Clasificación de sistema corrimientos.

Fuente: de Boyer & Elliott, 1982.

### 2.1.6.1. Los sistemas imbricados

Los sistemas imbricados se abren en forma abanicos y alcanzan a la superficie en forma aislada. Constituyen el mecanismo más efectivo para acortar una secuencia de rocas. Son una serie de fallas corrimiento relacionadas en tamaño y morfología (E. Cristallini, 1998).

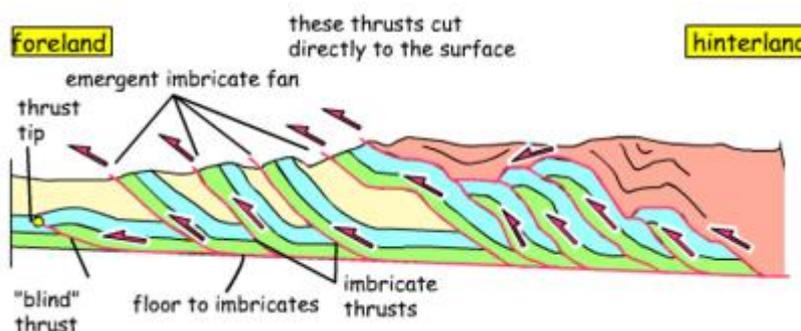


Figura 10. Modelo de secuencia de corrimientos Imbricados y ciegos.

Fuente: <http://earth.leeds.ac.uk/>

También existen corrimientos ciegos que consiste en ciertos casos el acortamiento por plegamiento en superficie puede estar compensado en un nivel más bajo por el desplazamiento de una falla. Cuando esta falla no llega a la superficie se está en presencia de un corrimiento ciego (fig. 10). Un verdadero corrimiento ciego pierde desplazamiento hacia arriba y no a lo largo de un plano de estratificación. Un frente orogénico es uno de los problemas más complejos se encuentra en el área de interrelación entre la cuenca de retroarco o de antepaís no deformada y el frente de corrimientos. En muchos casos el frente de corrimientos no emerge, planteando diversos problemas a la resolución geométrica de estas estructuras.

### 2.1.6.2. Los sistemas duplex

Los sistemas dúplex se dan cuando hay dos niveles de despegue próximos entre sí dentro de una secuencia sedimentaria, como la parte superior y la base de una capa relativamente. Los corrimientos se juntan determinando bloques totalmente rodeados por fallas, y el sistema en sí mismo se encuentra encerrado entre una falla de techo y otra de suelo.

Con el desplazamiento continuo del cabalgamiento, las tensiones mayores se desarrollan en el labio hundido de la rampa debido a la curva de la falla. Esto puede causar la propagación renovada a lo largo del cabalgamiento inferior hasta que de nuevo se cortan para unirse al cabalgamiento superior. Este proceso puede repetirse varias veces, formando una serie de láminas cabalgantes delimitadas por fallas, denominadas cabalgamientos dentro de un sistema dúplex.

### 2.1.6.3. Secuencia de corrimientos

Son sistema de corrimientos con una formación progresiva y presenta una sola dirección de desarrollo si esta dirección coincide con el sentido de avance se llama secuencia “Piggy-back”.

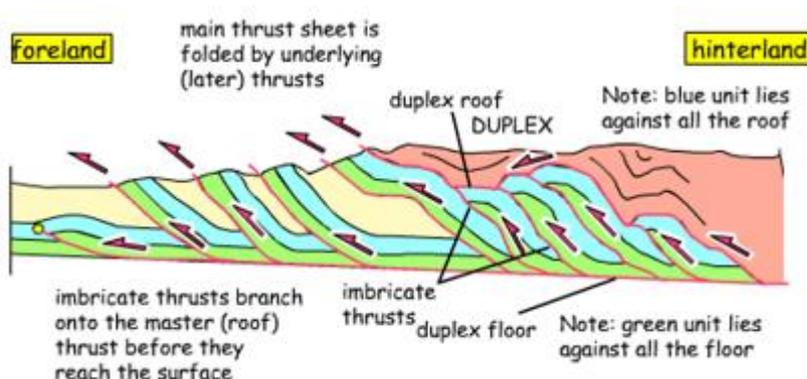


Figura 11. Modelo de secuencia de corrimientos Imbricados y dúplex.

Fuente: <http://earth.leeds.ac.uk/>

### 2.1.7. INVERSIÓN TECTÓNICA

La inversión estructural positiva ocurre cuando una cuenca controlada inicialmente por fallas extensionales se reactiva con el movimiento inverso de dichas estructuras por una compresión tectónica posterior. Así también, se define una inversión negativa la cual ocurre cuando el acortamiento litosférico es reactivado en extensión, siendo este último caso poco frecuente según Cooper & Williams, 1989.

Muchas de las cuencas extensionales se relacionan con hemi-grábenes asimétricos, compuestos por una serie de fallas antitéticas a la falla principal (fallas en dominó), con cambios periódicos en el manto de la falla (fallas lítricas). Es por ello que Bally (1984), modela la inversión positiva usando una simple

geometría de un hemigraben sobre una falla lítrica. De esta manera se define una inversión parcial, cuando hay reactivación de parte de la falla normal a inversa y las capas pre-rift en el basamento están en clara extensión, mientras que las capas post-rift están en clara compresión. Una inversión total en tanto, se genera cuando toda la falla normal es reactivada como inversa sin saltos extensionales a través de la falla en la secuencia pre-rift, reconstituyendo la estratigrafía previa al graben, produciendo una extrusión del material sin extensión según Bally, 1984 (ver fig. 12).

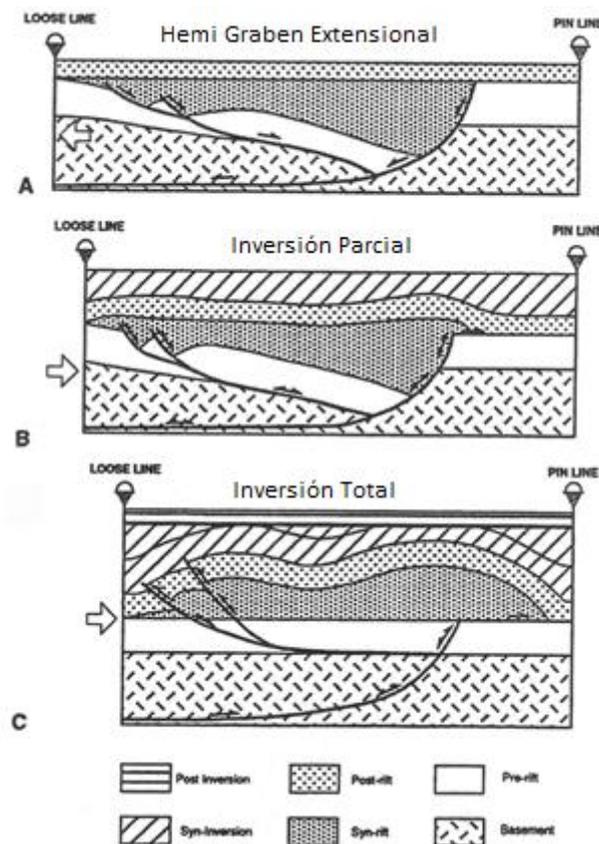


Figura 12. Ilustración de la inversión parcial y total de un hemigraben.

Fuente: Bally, 1984.

Lo esencial en el concepto de inversión tectónica es una componente de reactivación de falla tal que fallas extensionales son reactivadas como fallas compresivas (Bally, 1981 & Cooper, 1989).

La inversión tectónica puede llegar a ser importante durante la primera etapa de la historia de muchos cinturones orogénicos, donde cuencas extensionales (márgenes pasivos) llegan a ser incorporadas dentro de sistemas de fajas plegadas y corridas.

Para reconocer cuencas invertidas es esencial reconocer una secuencia syn-rift, la cual son contemporánea a la deformación extensiva, no obstante; este puede estar correlacionada a través de la falla (idealmente a secuencias pre- y post-rift). El alzamiento del relleno de una cuenca, por lo tanto; la inversión es determinada usando la elevación regional. El concepto de elevación regional es esencial para el reconocimiento de inversión tectónica, tanto para inversión positiva como negativa (McClay, 1999).

## 2.2. MARCO TEÓRICO – TELEDETECCIÓN

### 2.2.1. ENERGÍA ELECTROMAGNÉTICA

La primera teoría sobre la propagación de la luz fue enunciada por Newton, sobre la naturaleza de la luz lo constituye la llamada teoría ondulatoria afirma la propagación se realiza por Ondas, a manera de propagación mecánica – acústica, ejemplo la propagación del sonido en el aire.

Los aspectos geométricos de la teledetección se basan en criterios ondulatorios, así como interacción con la materia se apoya en los conceptos de física cuántica de Planck. Así la energía electromagnética corresponde a un “Quantum” de energía de (fotón) que se desplaza siguiendo un comportamiento ondulatorio.

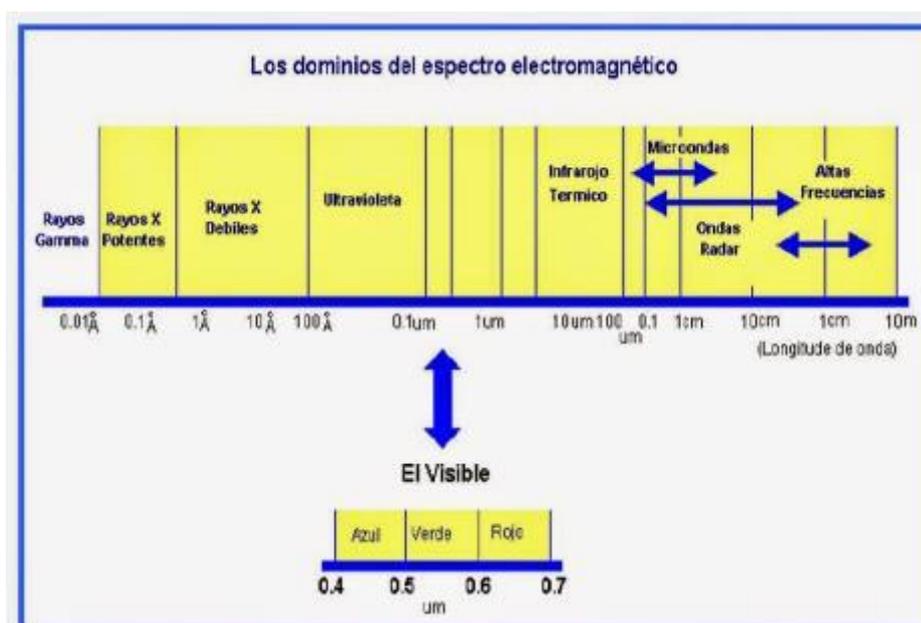


Figura 13. Espectro Electromagnético.

Fuente: Geomatica.blogspot.pe/

Las ondas electromagnéticas pueden ser modeladas como si fueran ondas sinusoidales con longitud definida y su fórmula general es:

$$C = \lambda.F$$

Dónde: C = velocidad de la luz que corresponde a 300 000 km/s en el vacío ((constante para toda las ondas electromagnéticas),  $\lambda$  = longitud de ondas medidas en metros y F = Frecuencia medida en ciclos por segundo. La longitud de onda es la distancia existente entre dos crestas sucesivas de la onda expresada en metros y la frecuencia es la inversa o número de longitud de onda que se produce en la unidad del tiempo ([www.Geomatica.blogspot.pe/](http://www.Geomatica.blogspot.pe/)).

Obregón N., 2005; indica que existe una gran variedad de ondas electromagnéticas que difieren en su longitud de onda y frecuencia. Entre las ondas electromagnéticas más conocidas se encuentra la luz visible o espectro visible provenientes del sol, las ondas de radio, los rayos X, la luz ultravioleta, la microondas, etc. Al conjunto de todas las ondas electromagnéticas se le conoce como espectro electromagnético, el cuales abarca a todos los tipos, desde longitudes de ondas pequeñas (como rayos X o la luz visible), hasta las más grandes entre las cuales se encuentra las ondas de radio.

Dentro del espectro existen porciones que presentan comportamiento similar, a cada de las cuales se denomina bandas. Entre las más frecuentes empleadas en teledetección se encuentran:

- Espectro visible (0.4 a 0.7  $\mu\text{m}$ ), generalmente se lo separa entre tres bandas: rojo, verde y azul.
- Infrarrojo cercano o fotográfico (0.7 a 1.2  $\mu\text{m}$ ).
- Infrarrojo medio (1.3 a 8  $\mu\text{m}$ ).
- Infrarrojo lejano y Térmico (8 a 100  $\mu\text{m}$ ).
- Micro ondas (>4mm).

#### **2.2.1.1. Factores**

La presencia de la atmosfera modifica el supuesto teórico de la propagación de las ondas electromagnéticas en el vacío y altera significativamente la calidad de

imágenes. La atmosfera entre la fuente y el sensor opera como un poderoso filtro en los caminos de ida y vuelta de la energía electromagnética. Los dos principales efectos son: absorción y dispersión atmosférica (Obregón N., 2005).

#### **2.2.1.2. Absorción**

La absorción de la atmosfera funciona como un filtro que impide la transmisión de las ondas electromagnéticas a ciertas frecuencias. La consecuencia de la absorción atmosférica es tan importante que solo permite la utilización de parte del espectro de ondas emitidas por el sol. Luego el diseño de los sensores se limita a la observación en estas bandas, también llamadas “ventanas atmosféricas”.

De toda la energía que incide sobre un objeto se cumple que la proporción del flujo incidente reflejado, absorbido y transmitido depende de la superficie y la materia que lo compone. Además, se puede demostrar que la proporcionalidad varia con la longitud de onda y a esta característica es conocida como firma espectral.

#### **2.2.1.3. Dispersión**

La dispersión de la radiación electromagnética es causada por la interacción entre esta y las partículas atmosféricas en suspensión, cuya presencia puede ser constante (oxígeno y el dióxido de carbono) o variable (partículas de polvo provocadas por el viento u otros gases provenientes de la producción industrial).

#### **2.2.1.4. Reflexión**

Se define como el cambio de dirección del movimiento ondulatorio que ocurre en el mismo medio en que se propagaba, después de incidir sobre la superficie de un medio distinto. Se rige por dos leyes:

- El rayo incidente, el reflejado y la normal a la superficie en el punto de incidencia están en el mismo plano
- El ángulo del rayo incidente “i” y el de reflexión “r” son iguales

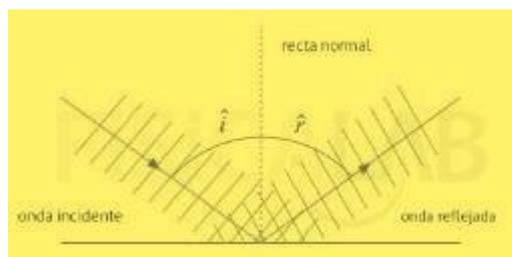


Figura 14. Incidencia y reflexión de rayos electromagnética.

Fuente: Geomatica.blogspot.pe/

### 2.2.2. FIRMA ESPECTRAL

La firma espectral consiste en valorar el hecho de que diferentes objetos de la superficie terrestre se caracterizan por una reflectancia específica, propia de cada una de ellos. Esta reflectancia depende de su composición química y su estructura física. La teledetección aprovecha esta propiedad específica para lograr identificar los diferentes objetos en el terreno.

La figura 15 muestra algunos ejemplos de firmas espectrales a partir de las cuales se puede entender y comprobar, porque la vegetación es predominantemente verde al analizar su reflectancia en el espectro visible y su alta reflectividad en el infrarrojo cercano (de gran importancia en los estudios de cultivos). También se puede ver que el agua no refleja en el infrarrojo (apareciendo negra en las imágenes infrarrojo y que los suelos son principalmente rojizos y pardos.

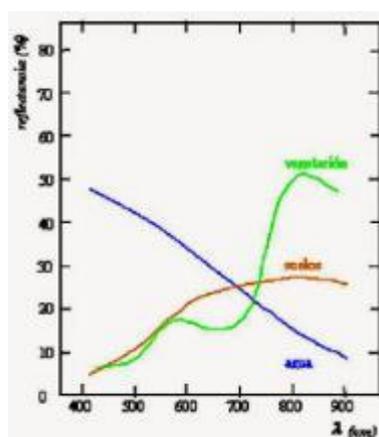


Figura 15. Curvas de la firma espectral.

Fuente: <http://Geomatica.blogspot.pe/>

### **2.2.3. SATÉLITES RAPIDEYE**

Rapideye es una constelación formada por 5 satélites alemanes idénticos. Esto permite una fuente de información sin precedentes con amplia cobertura, alta resolución y capacidades multispectrales.

Hecho que los 5 satélites mantienen el mismo plano de orbita y están calibrados entre sí. Se diferencia de otros satélites por ser más comercial y además ofrecen la capacidad de la banda Red - Edge (690 nm – 730nm) que facilita el monitoreo de la salud de vegetación (medir niveles de proteína y nitrógeno), monitoreo forestal y desastres naturales.

#### **2.2.3.1. Descripción del satélite rapideye**

Son imágenes con bandas multispectrales captados utilizando sensores digitales que funciona al igual que una cámara digital pero no posee película, en su lugar cuenta con miles de detectores diminutos que miden la cantidad de radiación electromagnética que refleja la superficie de la tierra y los objetos que hay en ella. Por lo cual, ha demostrado ser una fuente rentable de valiosa información para números aplicaciones, entre las que cabe citar la planificación urbana, vigilancia del medio ambiente, gestión de cultivos, exploración geológica, prospección petrolera, exploración minera, localización de bienes y raíces y muchas otras.

Imágenes multi-espectrales y mapas temáticos permiten recolección de datos de reflexión y absorción de suelos rocas y vegetación.

#### **2.2.3.2. Características generales**

Las imágenes RAPIDEYE se caracterizan por contar con las bandas en el espectro visible (rojo, verde y azul, una en el infrarrojo cercano y una banda «Red edge», la cual mide las variaciones en la vegetación, permitiendo la separación de las especies y el monitoreo de la salud de la vegetación. La banda Red Edge (borde rojo), la resolución y la velocidad de vuelo hace la diferencia de otros satélites como Lansat, Aster, Spot y Quickbird. A continuación, se ilustra las características de los satélites RapiEye y su producto (tabla 1).

Tabla 1

Satélites RapidEye	
Fecha de lanzamiento	Agosto 29, 2008
Vehículo de lanzamiento	Cohete DNEPR-1 (un misil ICBM remodelado)
Ubicación del lanzamiento	Balkanour Cosmodrome, Kazahstan
Altitud de órbita	630 km
Inclinación de la órbita	97.8 grados, sincronía solar
Velocidad	7.1 km/seg
Hora de pase por el Ecuador	11.00 am (modo descendente)
Duración de la órbita	96.7 min
Tiempo de revisita	1 día (off nadir)/5.5 días (nadir)
Ancho de Barrido	77 km en nadir
Precisión métrica	12.7 metros horizontal (CE90%) orthorectificado
Digitación	16 bits
Resolución	MS: 5m (nadir) a 2.88 m (25° off-nadir)

**Fuente:** <http://www.geosoluciones.cl/>

### 2.2.3.3. Descripción de bandas

A continuación, se da a conocer las 5 bandas componentes de las imágenes satelitales RapidEye, que son muy útiles en la parte de combinación de bandas espectrales realizadas por alguno software que genera imágenes de alta resolución e específicos para algún trabajo científico ([www.rapideye.com](http://www.rapideye.com)).

#### **BANDA 1 (azul, B, 0.445 – 0.515µm).**

Es muy útil para mapear cuerpos de agua, diferenciación entre suelo y vegetación, diferenciación entre la vegetación conífera y decidua, su desventaja es la susceptibilidad a la dispersión atmosférica, es la banda más ruidosa.

**BANDA 2 (verde, G, 0.525 – 0.605  $\mu\text{m}$ ).**

Diseñada para evaluar el vigor de la vegetación sana, diferenciar tipo de rocas y medir la calidad de agua.

**BANDA 3 (roja, R, 0.63 – 0.69  $\mu\text{m}$ ).**

Permite determinar la absorción de clorofila, por ello muy útil para la clasificación de la cubierta vegetal, agricultura y uso de suelos.

**BANDA 4 (borde rojo, RE, 0.690 – 0.730  $\mu\text{m}$ ).**

Mide las variaciones de vegetación, enfermedades de vegetación, también mide niveles de proteínas y nitrógeno, realiza la discriminación de las especies vegetales.

**BANDA 5 (infrarrojo cercano, NIR, 0.75 – 0.90  $\mu\text{m}$ ).**

Muy útil para la delimitación de cuerpos de agua, determinar el contenido de biomasa, elaborar mapas geológicos y geomorfológicos.

**2.2.4. BENEFICIOS Y VENTAJAS**

Muy importante para elaborar todo tipo mapas cartográficos, para áreas de exploración y para considerar el impacto sobre el medio ambiente y otros.

Estas imágenes Son útiles para la preparación de mapas de afloramientos de rocas y sistemas de regolitos como también cobertura vegetal a través de bosques de exploración y topografía básica.

Gracias a la interpretación de longitudes de onda y bandas múltiples de esta podemos saber el tipo de material por reflexión de la energía electromagnética.

La imagen satelital muestra, mucho más de lo que el ojo humano puede observar, al desvelar detalles ocultos que de otra forma estarían fuera de su alcance, por ejemplo, muestran enfermedades de vegetación, la existencia de minerales en afloramientos rocosos o la contaminación de ríos.

### 2.2.5. ANÁLISIS DE TONALIDADES Y TEXTURAS

La tonalidad se refiere al brillo relativo de los objetos. Las variaciones tonales son elementos muy importantes en la interpretación, constituyendo uno de los principales criterios de interpretación visual. La expresión tonal de los objetos en la imagen está directamente relacionada con la cantidad de energía reflejada por la superficie. Los distintos tipos de rocas, suelos, vegetación, presentan diferentes tonos. Las variaciones en las condiciones de humedad también se reflejan como diferencias tonales; ejemplo, un incremento en el contenido de humedad origina tonos de gris más oscuros.

La textura es la frecuencia con la que suceden cambios tonales, es decir, el contraste espacial entre los elementos que componen la imagen (se percibe como repeticiones de cambios tonales). Los elementos tienen su propia forma, tamaño, patrón, sombra y tono, pero todas estas características juntas dan una sensación visual que permite diferenciar entre los diferentes tipos, según Gonzalez Woods (2008) & Bharati (2004), se pueden asociar diversas propiedades de las imágenes, tales como suavidad, rugosidad, regularidad, etc. por lo tanto, se puede distinguir los siguientes tipos de textura: suave, rugosa, lineal, bandeada, botroidal, moteada y plumosa (fig. 16).

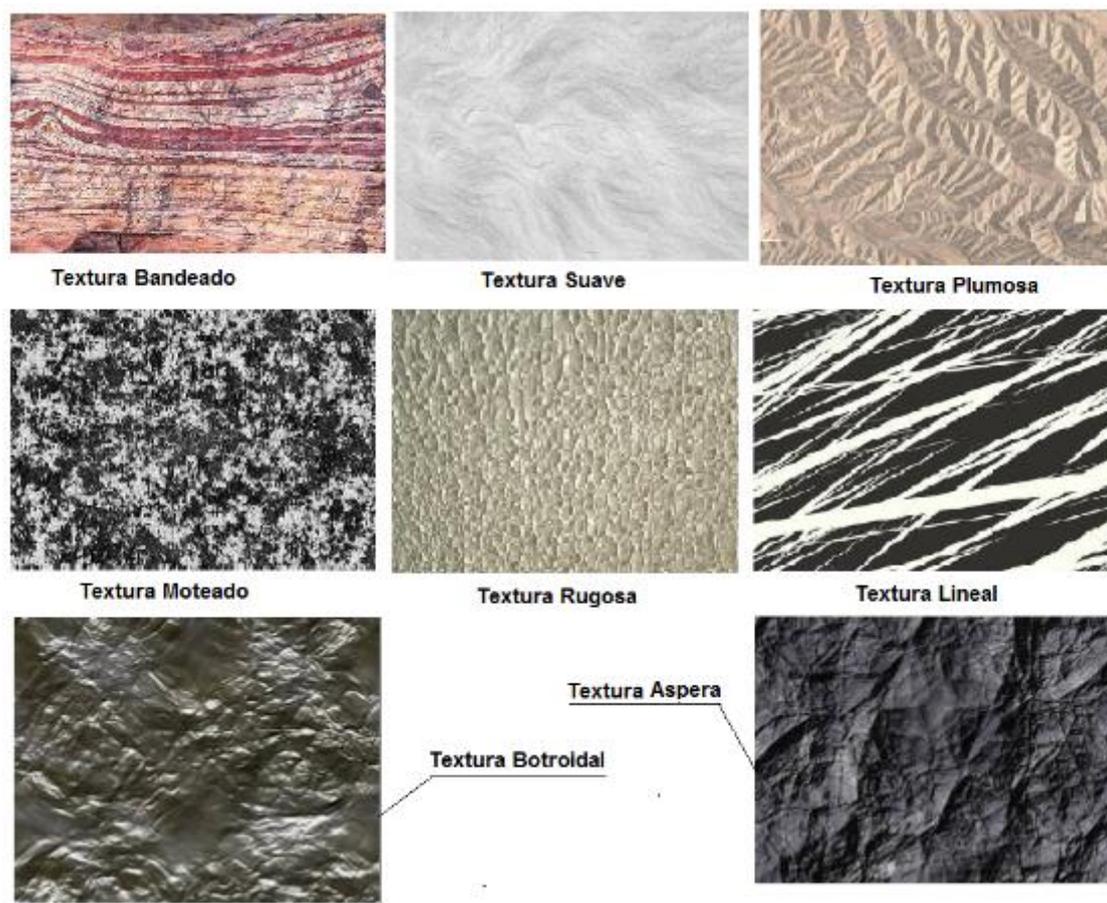


Figura 16. Tipos de texturas.

Fuente: <https://es.slideshare/texturas-2011>.

### 2.2.5.1. Colores naturales

Las imágenes compuestas en color natural o real son combinaciones de las bandas 1 (azul), 2 (verde) y 3 (rojo) que coinciden aproximadamente con la gama visual del ojo humano, por lo que se parecen bastante a lo que esperaríamos ver en una fotografía normal en color. Las imágenes de color real tienden a presentar un bajo contraste y un aspecto algo borroso. Ello es debido a que la luz azul es más afectada que las demás por la dispersión atmosférica.

Composición en Color Natural RGB 321 Sirve para discriminar agua poco profunda, aguas turbias, corrientes, batimetría y zona con sedimentos. El azul oscuro indica aguas profundas, El azul claro representa aguas de mediana profundidad, El color verde amarillo indica aguas turbias, La vegetación se ve con tonalidades verdes y El suelo desnudo se observa con tonalidades amarillentas y plateadas.

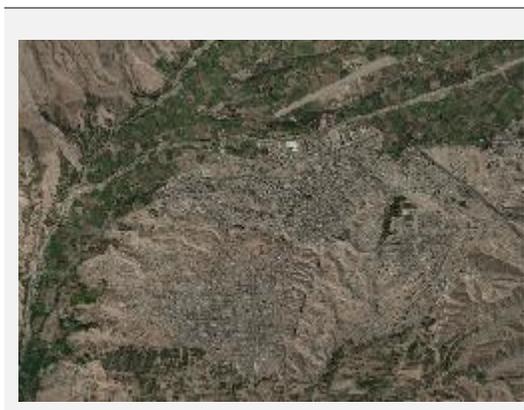
### 2.2.5.2. Falsos colores

Las diferentes bandas espectrales captadas por los sensores electrónicos de un satélite de teledetección, pueden combinarse para generar imágenes coloreadas que mejoran la visualización de determinadas escenas.

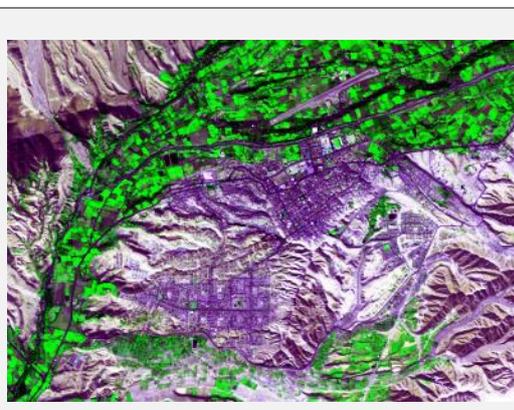
En el procesado de imágenes de satélite, se generan a menudo imágenes en falsos colores porque incrementan la percepción de determinados detalles de la superficie. Una imagen en falso color es una representación artificial de una imagen multiespectral.

Prefieren los colores falsos para resaltar objetos de interés en una imagen satelital. Por ejemplo, en la combinación de bandas de una imagen raster que se observa figura 17, cubre la zona de la ciudad de Moquegua. En la parte inferior derecha se observan la ciudad de Moquegua (tonalidad morado), las tonalidades verdes claro brillante reflejan la vegetación hidromórfica mientras que los materiales rocosos son más resaltados en tonalidades amarillo pardo (fig. 17).

COLORES NATURALES



FALSOS COLORES



*Figura 17. Imágenes satelitales de Sasplane y Raster.*

### 2.3. MARCO TECTÓNICA - SEDIMENTARIA

Cristallini (1998), menciona que las fajas plegadas y corridas (fold and thrust belts) se vinculan a los primeros y se desarrollan en los márgenes convergentes de placas, esto es, en zonas de subducción tipo andina o en zonas de colisión continental. Las estructuras más características de dichas fajas son los pliegues, las fallas inversas y corrimientos.

Cristallini (1998), argumenta que la vergencia de una faja plegada y corrida nos indica el sentido de transporte tectónico y es opuesta a la inclinación de la mayoría de las fallas y planos axiales de pliegues de la región. Es decir que, si por ejemplo las fallas y planos axiales de una faja plegada y corrida inclinan al oeste, la vergencia es oriental (ejemplo: Precordillera Central y Occidental). Si la vergencia es opuesta a la inclinación de la zona de subducción relacionada con la faja plegada y corrida (FPC), se dice que esta es sintética.

Chapple (1978), destacó que las fajas plegadas y corridas en general muestran una superficie basal (superficie de despegue, detachment o decollement), inclinando hacia el núcleo montañoso, debajo de la cual existe muy poca deformación y mucha compresión horizontal por encima de ella.

Dalmarc (1977), ratifica que existió un geosinclinal andino se formó en cuencas intramontañosas, limitada al Oeste por un arco magmático y al Este por la margen continental llamado cratón brasileño. Dentro de esta cuenca intramontañosa forma parte la Cuenca del Altiplano que se extiende considerablemente por más de 1500 km en el sur de Perú, con Bolivia, Chile y Argentina.

INGEMMET (1995), concuerda que el relleno de la cuenca intramontañosa duro 100 m.a. Se caracteriza por una sedimentación marina, continental o vulcano sedimentaria. Donde probablemente se acumularon cerca de 7000 m de espesor de sedimentos.

En el triásico superior (Noriano) un mar proveniente del Oeste penetra en el territorio peruano por el Norte y Sur, Laubacher (1988); añade diciendo que esta cuenca marina recibe una sedimentación detrítica, alrededor de 2000 m. de lutitas, areniscas y calizas como la formación Lagunillas.

INGEMMET (1995), explica en sus estudios geológicos que a partir del Jurásico Superior esta mega cuenca marina subdividida en varias subcuentas, donde en el sur del Perú lado Este tenemos, la meseta del altiplano donde se depositan sedimentos marinos. Mientras que Laubacher (1989) y Marocco, (1990) realizó una clasificación más específica diciendo que en el Mesozoico se establecieron dos subcuentas Cuenca Yura de tipo distensivo, limitada hacia el Este por

superficies emergidas (Eje de Santa Lucia) desde el Jurásico inferior y durante gran parte del Cretáceo; y la Cuenca Putina que tuvo un mayor desarrollo como depocentro durante el Cretáceo. Estas dos cuencas estuvieron separadas por una zona de débil subsidencia, denominada eje de Santa Lucía donde Audebaud (1976) apoya señalando el frente positivo (línea Santa Lucia – Yauli, varia de 80 km en el Neocomiano, a 30km en el oligoceno) se formó en el cretácico inferior hasta el aptiano aparece que se da Sobre el borde Este de la cuenca marina del Sur del Perú, que separa la cuenca marina del altiplano conformando una zona de plataforma; estando limitada en ambos extremos por fallas regionales de crecimiento. Sin embargo; no está de más mencionar que la cuenca Putina abarca toda la zona de estudio y las fajas plegadas y corridas de Azángaro a Putina en sección transversal a la mencionada cuenca.

Sempere (2000), relaciona con la plataforma carbonatada tratándose, pues, de un material resedimentado de manera olistostromica (Jong, 1974) por la destrucción de una plataforma carbonatada en un régimen de tectónica distensional, lo que nos evidencia una estructuración de fallamientos en bloques. La plataforma carbonatada del Cretáceo de la región altiplánica, como ya se mencionó líneas arriba, sirvió de receptáculo para la formación de las calizas ayabacas predeformacionales desde el Albiano en gran parte del altiplano peruano. Durante el Cenomaniano continuó la deposición de las calizas Ayabacas predeformacional. Es en esta época que el mar cretácico ingresa levemente a la Cuenca Putina, tal como lo atestiguan los delgados espesores de las calizas Huatasane hacia el NE, convirtiéndose así, probablemente, en cuencas interconectadas, entre la Cuenca Yura y Putina respectivamente.

Por lo tanto, se puede afirmar el altiplano corresponde a una depresión de dirección NO-SE, producto de la reactivación de bloques fallados (pilares o horst) durante diferentes fases tectónicas que permitieron la acumulación de sedimentos continentales y marinos de aguas someras cuyas edades van desde el Paleozoico inferior, hasta el Cuaternario, estimándose que la recopilación bibliográfica de las columnas estratigráficas completa debió sobrepasar los 30,000 m. de sedimentos, pero debido a los diferentes ciclos erosivos han dejado un espesor de 16,000 – 20,000 m. en la cuenca.

Afines del cretácico, los mares se retiraron de las regiones andinas produciendo regresiones paulatinas. Por inicio de la fase peruana e inversión de alta Cordillera Oriental formada durante los últimos tiempos del Oligoceno y el Neógeno (25 ma).

PetroAndes perforó tres modernos pozos en la década de 1990 donde se encontraron Niveles de evaporita por encima de las Formaciones Mitu y Cabanillas. Indicando los depósitos de este tipo de roca subyaciendo en el subsuelo de nuestro territorio.

Varios autores como Audebaud, 1971; Dalmayrac, 1980; Frutos, 1981; Bussel & Pitcher, 1985; Jarrad, 1986; Soler & Bonhomme, 1990; Jaillard & Soler, 1996 estan de acuerdo sobre la tectónica andina, como tectónica de compresión que se manifestó a partir del cretácico. Entonces en cretácico medio a superior se inicia la primera fase orogenia (Fase Peruana), levantamiento de las secuencias sedimentarias. En el terciario inferior se da inicio de gran actividad erosiva da lugar a los depósitos molasicos que se conocen como capas rojas, las que son distribuidas ampliamente a lo largo de toda la región interandina. De esta forma las capas rojas cubren con discordancia a los sedimentos marinos mesozoicos.

Este último evento tectónico por diferentes pulsos de la Orogenia Andina dejó una impresión tectónica compleja con alineamientos estructurales con tendencias NW-SE.

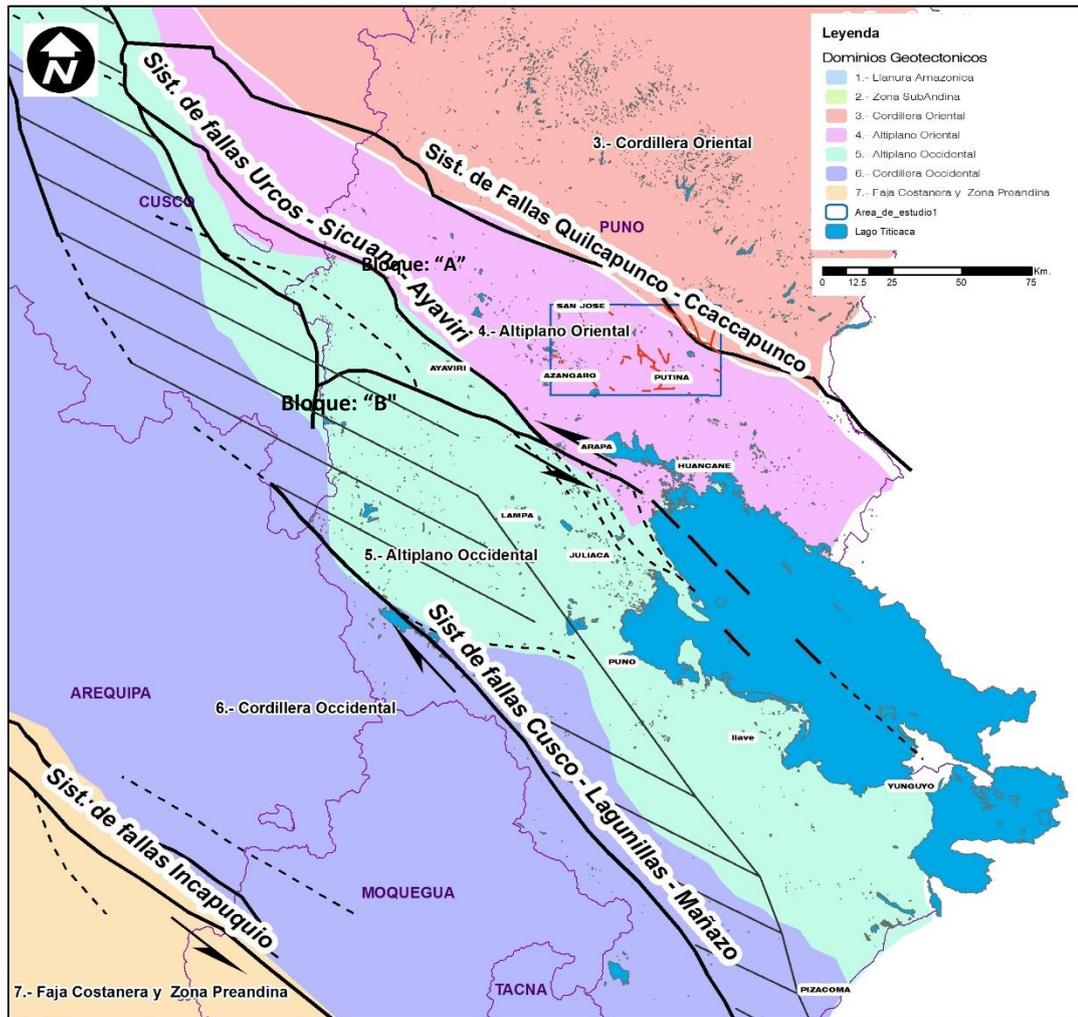


Figura 18. Mapa de dominios geotectónicos y sistema de fallas regionales  
**Fuente:** Carlier, 2005 & INGEMMET, 2007.

En la fig. 18, El área de estudio se ubica entre dos sistemas de fallas regionales, al Este sistema de fallas de la Quilcapunco – Ccaccapunco y sistema de fallas Urcos – Sicuani – Ayaviri, con rumbo andino NW – SE; según el análisis geométrico sobre el desplazamiento de la dirección de las fallas, se infiere que el bloque A se desplaza hacia NW y B hacia SE en un sistema de fallas de rumbo.

Tabla 2

Edades y sus correspondientes ciclos orogénicos Mesozoico y Cenozoico

Edad	Era	Periodo /Piso		Ciclo	Fase			
1.8	CENOZOICO	Cuaternario	Pleistoceno		ANDINO	Fase Quechua 3: lev. Falla. Volcanismo.		
		Neógeno	Plioceno			Fase Quechua 2: lev. Falla. Volcanismo.		
			Mioceno			Fase Quechua 1: (Compresiva) Acompañado de fallamiento, Levantamiento y Erosión. Y luego volcanismo explosivo.		
		Paleógeno	Oligoceno			Fase Inca: Fuertemente Compresiva, genera pliegues, fallas inversas sobre escurrimientos, posterior a esta se genera volcanismo generalizado en la cordillera occidental.		
			Eoceno				Fase Peruana: (Compresiva) Se genera plegamientos regionales, fallamientos.	
64	MESOZOICO	Cretácico	Sup.	Daniano		Movimientos Nevadianos Epirogenia. Levantamiento en bloques genera a separación de dos cuencas en Norte y Centro del Perú.		
				Maastrichtiano				
				Campaniano				
				Santoniano				
			med.	Coniaciano				
				Turoniano				
				Cenomaniano				
				Albiano				
				Aptiano				
			Inf.	Barremiano				
				Hauteriviano				
				Valanginiano				
				Bernasiano				
				Jurásico			(Malm)	Titoniano
								Kimmeridgiano
Oxfordiano								
Caloviano								
(Dogger)	Batoniano							
	Bajociano							
	Aaleniano							
(lias)	Toarciano							
	Pliensbachiano							
	Sinemuriano							
	Hettangiano							
130								

190		Triásico	Sup.	Retiano	Fase Finiherciniana: Deformación localizada en Perú Central.
				Noriano	
			med.	Carniano	
				Ladiniano	
			Inf.	Anisiano	
				Scythiano	
250					

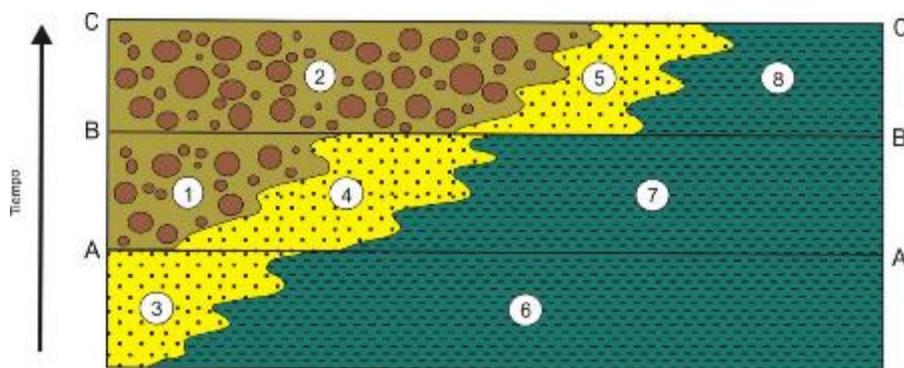
**Fuente:** INGEMMET, Boletín 55 – Carta Geológica Nacional.

#### 2.4. ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

La estratigrafía de secuencias es una sub disciplina de la estratigrafía, la cual inicialmente fue definida como “la geología histórica de rocas estratificadas”. Posteriormente se dieron muchas definiciones de estratigrafía de secuencias, pero quizás la más simple, y la más aceptada por los autores se describe a continuación.

La estratigrafía de secuencias es el estudio de las relaciones de las rocas dentro de la cronoestratigrafía de estratos genéticamente relacionados, limitados por superficies de erosión o sus concordancias correlativas.

La litoestratigrafía es una subdivisión de la estratigrafía que contribuye provechosamente en los estudios de estratigrafía de secuencias. La litoestratigrafía implica el estudio de los tipos de rocas y la correlación de las litologías similares, que son comúnmente sincrónicas y que representan un tiempo significativo (Fig. 19). La correlación litoestratigráfica es útil siempre que los límites de la estratigrafía de secuencias envuelvan el intervalo de interés que se restringe. En la figura 19 la correlación litoestratigráfica de las unidades de conglomerados 1 y 2, las unidades de areniscas 3, 4 y 5 y unidades de lutita 6, 7 y 8; en cambio la correlación con estratigrafía de secuencias correlacionaría las líneas de tiempo A-A', B-B' y C-C' (Tomado de Emery y Myers, 1996).



*Figura 19. Correlación litoestratigráfica.*

**Fuente:** Emery & Myers, 1996.

#### 2.4.1. CONCEPTOS Y PRINCIPIOS DE LA ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

A continuación, se presenta definición de los términos básicos para comprender esta disciplina y poder correlacionar, analizar, interpretar y designar la estratigrafía de secuencia del área de investigación.

**Agradación:** La acumulación de secuencias estratigráficas a través de la depositación, que produce el apilamiento de una capa sobre otra.

**Retrogradación:** Es la acumulación de secuencias a través de la depositación, en la que las capas son depositadas sucesivamente en dirección hacia tierra firme porque el aporte de sedimentos es limitado. Por consiguiente, la posición de la línea de costa migra hacia tierra firme por proceso denominado transgresión. Es contrario de la progradación.

**Progradación:** La acumulación de secuencias a través de la depositación, en la que las capas son depositadas sucesivamente en dirección a la cuenca porque el aporte de sedimentos excede el espacio disponible. Por consiguiente, la posición de la línea de costa migra hacia la cuenca por proceso denominado regresión.

**Traslapo inferior:** La terminación de los estratos suprayacentes que se inclinan en forma más pronunciada contra una superficie.

**Traslapo transgresivo:** La terminación de los estratos más modernos, que se inclinan en forma somera, contra los estratos más antiguos que se inclinan en forma más pronunciada.

**Regresión:** La migración de la línea de costa hacia una cuenca durante la progradación, debido a una caída del nivel relativo del mar.

**Transgresión:** La migración de la línea de costa fuera de una cuenca y en dirección a tierra firme durante la retrogradación. Una transgresión puede hacer que los sedimentos de aguas profundas descansen sobre los sedimentos característicos de aguas someras.

**Secuencia:** Comprende un grupo de estratos relativamente concordantes, que representa un ciclo de depositación y que se encuentra limitado por discordancias o por concordancias correlativas. Las secuencias comprenden los cortejos sedimentarios.

**Parasecuencia:** Se define como unidades depositacionales relativamente concordantes, limitadas por superficies de inundación marina, superficies que separan estratos más antiguos de estratos más modernos.

**Límite de secuencia:** Comprende una superficie de erosión que separa los ciclos de depositación. Superficie que separa las secuencias más antiguas de las más modernas, normalmente una discordancia (indicativa de la existencia de exposición subaérea).

**Discordancia:** Es una superficie geológica que representa un hiato en el registro geológico, separa las rocas más antiguas de las rocas más modernas.

**El eustatismo:** Estudia todos los cambios del nivel del mar global, independiente de factores locales afecta las posiciones de las líneas de costa y los procesos de sedimentación.

**Clinoforma:** Es la porción más abruptamente sumergida en el borde de la cuenca, comúnmente con pendiente mayor a  $1^\circ$  que se desarrolla hacia la cuenca del topset. Las cliniformas representan generalmente la característica de sistemas depositacionales de agua profunda o del talud.

**Topset (*estratos superiores*):** Es un término usado para describir la porción proximal del perfil del borde de la cuenca, que se caracteriza por presentar pendientes bajas ( $< 0.1^\circ$ ). Los topsets corresponden a sistemas depositacionales aluviales, deltáicos y someros marinos.

#### **2.4.1.1. Procesos de origen de cuencas**

De acuerdo a Emery & Myers (1996), el tectonismo representa el control primario en la creación y destrucción de los arreglos estratigráficos, considerando que sin subsidencia tectónica no hay cuenca sedimentaria, así como la subsidencia de la cuenca Putina considerando como una unidad sedimentaria en el borde este del antepaís y sus respectivos arreglos estratigráficos. También influye en el proceso de formación de cuencas, la velocidad en el suministro de sedimentos que van rellenoando la depresión. La subsidencia tectónica resulta a partir de los mecanismos principales que se asocian a extensión o carga flexural de la litosfera. La Figura 20 ilustra el proceso tectónico de antepaís. Estas curvas en efecto controlan cuánto sedimento puede acumularse en la cuenca, modificado por los efectos de la carga, de la compactación y de la eustasia del sedimento.

#### **2.4.1.2. Geometría del borde de la cuenca**

Muchos de los conceptos y de los principios de estratigrafía de secuencias se basan en la observación de los datos sísmicos que corresponden a sedimentos que progradan hacia el borde de la cuenca, que a menudo tienen una geometría depositacional constante (Fig. 20).

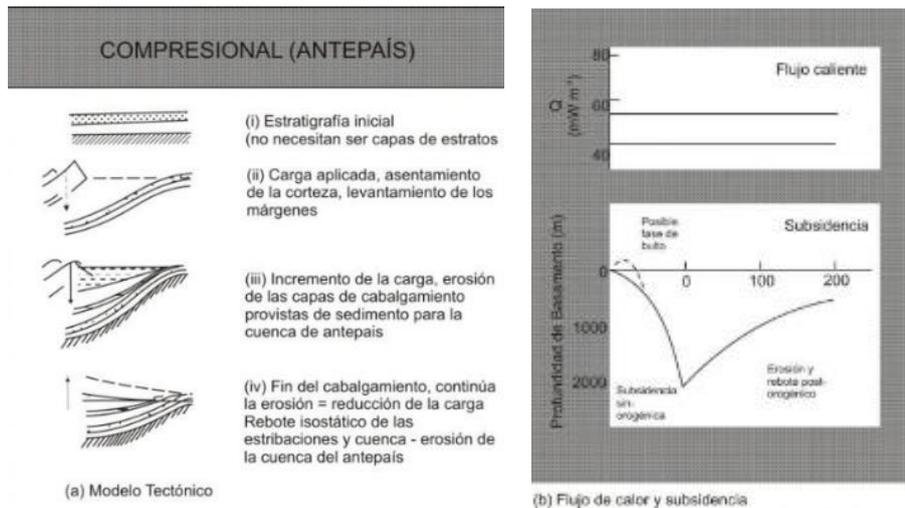


Figura 20. Esquemas que muestran la subsidencia tectónica en un antepeais. Fuente: Emery & Myers, 1996.

La línea de costa se puede situar en cualquier momento dentro del topset, puede en algunos casos coincidir con el corte del offlap o puede ocurrir a cientos de kilómetros en dirección al continente. La terminación proximal del topset se refiere al límite superior de la línea de costa o de facies cercanas al mar. La discontinuidad principal en el talud ocurre entre el topset y la clinofoma y se llama la discontinuidad del offlap (Vail, 1991).

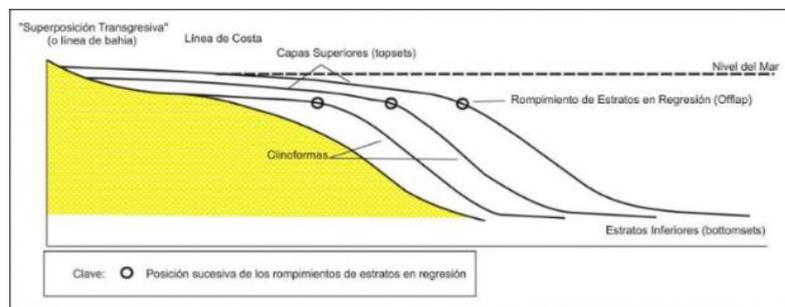


Figura 21. Perfil típico de una unidad progradante del borde de la cuenca. Fuente: Emery & Myers, 1996.

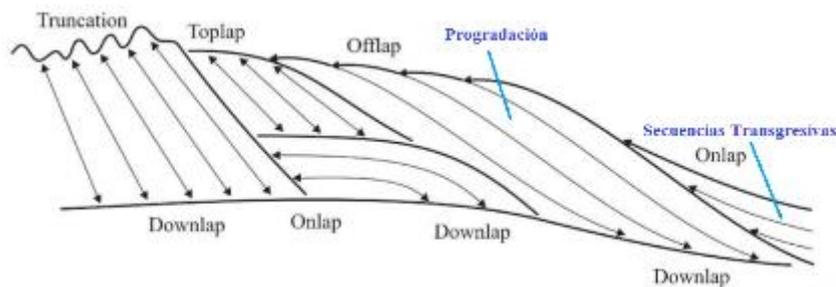


Figura 22. Terminaciones estratales del borde de una cuenca. Fuente: Catuneau, 2006.

## 2.4.2. NIVEL DEL MAR EUSTÁTICO Y TECTÓNICA

Según Emery 1996, el término eustasia se refiere al estudio de todos los cambios del nivel del mar global, independiente de factores locales; tomando como referencia la posición de la superficie del mar referente a un dato fijo incluyendo el centro de la Tierra o un satélite en órbita fija alrededor de la Tierra (Fig. 23).

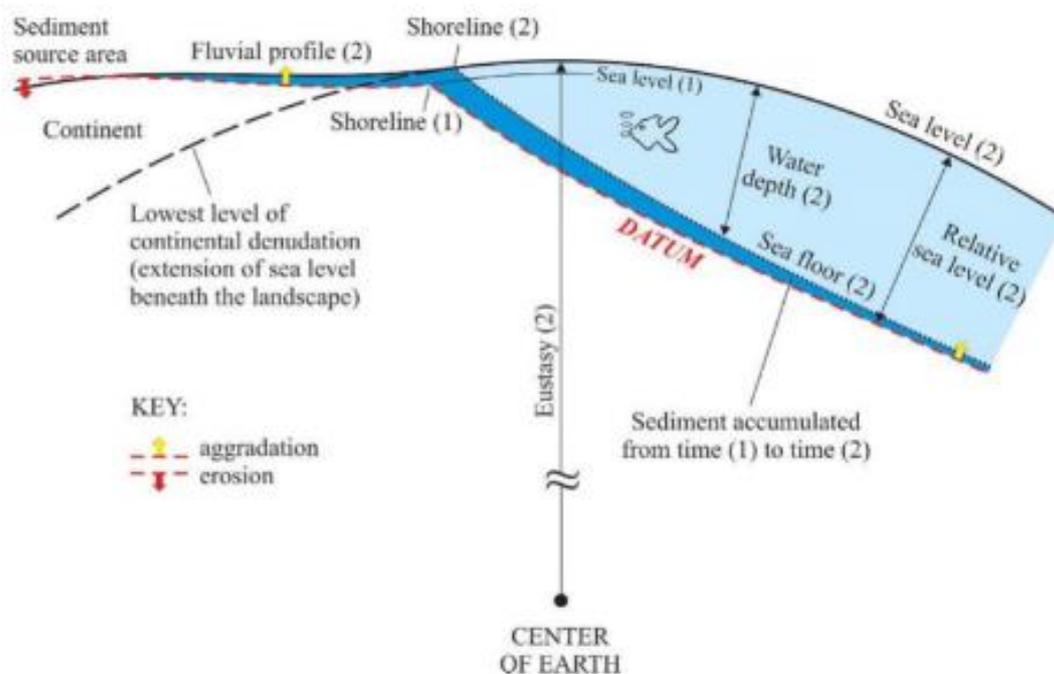


Figura 23. Parámetros relativos al nivel del mar. Nivel del mar eustático, nivel de base para los sistemas fluviales que entran en el océano.

Fuente: Catuneau, 2006.

### 2.4.2.1. Magnitud de los cambios en los niveles eustáticos

Es prácticamente imposible determinar la magnitud de las variaciones en la posición eustática que ocurrió durante la depositación de una sección sedimentaria; esto es debido a que la posición del mar varía en función de la eustasia, del comportamiento tectónico y del relleno sedimentario. Sin embargo, en la actualidad la posición del nivel del mar se puede medir y determinar por los satélites que orbita la Tierra.

El nivel relativo del mar se puede definir como la posición y altura del mar respecto a la Tierra determinando a partir de la posición de la línea de costas. Aun cuando las fluctuaciones globales del nivel del mar podrían ser la consecuencia del crecimiento y fusión de glaciares continentales, y de cambios

a gran escala en la configuración de las márgenes continentales y de los fondos oceánicos por actividad tectónica o volcánica, hay muchos procesos regionales que causan el ascenso o descenso del nivel relativo del mar, y que afectan algunas líneas costeras y a otras no. Estos procesos se pueden explicar por alguno o alguna combinación de los siguientes parámetros: expansión térmica de las aguas oceánicas, variaciones en la carga del agua de fusión, rebote cortical debido a la glaciación, elevación o subsidencia de áreas costeras relacionadas con varios procesos tectónicos (por ejemplo: perturbaciones sísmicas y acción volcánica, extracción de fluidos, depositación y compactación de sedimentos). Según Emery y Myers (1996), las variaciones del nivel relativo del mar también podrían ser el resultado de cambios geodésicos tales como las fluctuaciones en la velocidad angular de la Tierra o la desviación polar.

### 2.4.3. SUPERFICIES DE ACOMODO

El acomodo fue definido por Jervey (1998), como “el espacio disponible para la acumulación potencial de sedimento” (Fig. 24). Este espacio es el producto combinado del movimiento de la superficie marina (eustasia), el piso marino y el cambio en los ritmos de acumulación de sedimento.

El suministro de sedimento rellena el arreglo creado y está controlado por la profundidad de agua. En la fig. 24 se muestran los cambios en el nivel relativo del mar balanceado contra los ritmos de acumulación del sedimento; se muestra el espacio de acomodo que es responsable de las transgresiones y las regresiones.

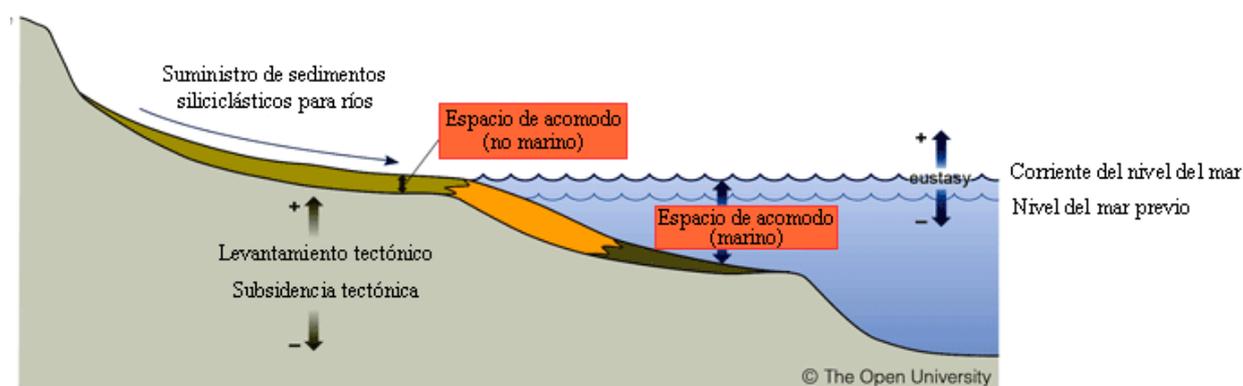


Figura 24. Nivel base en ambientes fluviales, de línea de costa y de plataforma.

**Fuente:** The Open University, 1998.

#### **2.4.4. SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS**

Secuencia denominada como una unidad estratigráfica que está compuesta por una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados limitado en su cima y base por discordancias o sus concordancias correlativas.

Las secuencias son unidades limitadas por superficies que implican erosión, esta erosión puede ser subaérea o submarina. Las unidades limitadas por las superficies condensadas marinas. Una secuencia representa un ciclo de depositación limitado por una superficie de erosión. Una secuencia idealizada resulta a partir de un ciclo de cambio del nivel base como el que se muestra en la Fig. 25, en donde de forma esquemática se muestra una secuencia del descenso en el nivel relativo del mar es suficientemente grande de tal forma que los primeros estratos superiores entran en la secuencia de onlap con clinofoma de la secuencia anterior, implicando un descenso en el nivel relativo del mar en la posición del rompimiento de los estratos en regresión.

##### **2.4.4.1. Origen de las secuencias estratigráficas**

La secuencia estratigráfica genética (Galloway, 1989) utiliza superficies de inundación como límites de secuencia, tanto en la parte marina como en la parte continental de una cuenca sedimentaria. Uno de los principales argumentos para esta elección de la superficie delimitadora es que los cambios principales en la distribución paleogeográfica de los sistemas deposicionales y depocentros ocurren durante los momentos de transgresión máxima (Galloway, 1989). A su vez, estos cambios en la distribución de los sistemas deposicionales y los depocentros marcan cambios significativos en los patrones de dispersión de sedimentos en la superficie de inundación máxima.

La secuencia estratigráfica genética se subdivide en los tramos de los sistemas transgresivos de los tramos superiores (elevación tardía), de los tramos inferiores (caída y ascenso temprano), se tiene el mérito de que las superficies de inundación máximas son relativamente fáciles de trazar una cuenca de hecho, debido a su asociación común con las unidades de lutitas regionalmente extensas.

#### **2.4.5. MODELO DE SISTEMAS DE DEPÓSITO.**

Conjunto tridimensional de facies cuyos procesos de formación son ligados y que registran los principales elementos de la paleogeografía. Un sistema de depósito evoluciona lateralmente hacia el sistema adyacente, constituyendo asociaciones lógicas de elementos paleo-geomorfológicos, Por ejemplo, el sistema fluvial pasa lateralmente al sistema deltaico. El momento de la discordancia subaérea se proporcionará con la etapa de caída del nivel de base en la cuenca.

De acuerdo con el modelo de secuencia deposicional, el límite de la secuencia se toma en la base de los depósitos regresivos forzados, e incluye una porción de la discordancia subaérea, la conformidad correlativa (Posamentier 1988), que es la superficie basal de la regresión forzada de Hunt y Tucker, 1992).

#### **SECUENCIA TRANSGRESIVA – REGRESIVA (ST-R)**

La secuencia transgresora-regresiva (T-R) está delimitada por superficies compuestas que incluyen discordancias subaeriales en el margen de la cuenca y las superficies de máxima regresión más hacia el mar. Este modelo ofrece una forma alternativa de empaquetar estratos en secuencias, en un intento de soslayar algunas de las trampas de la secuencia deposicional. Los proponentes del modelo de secuencia T-R reconocieron el valor de las discordancias subaeriales como límites de secuencia, siguiendo el enfoque que fue pionero en la escuela de secuencia deposicional, pero eliminó las conformidades correlativas como parte del límite de la secuencia debido a los problemas de reconocimiento que pueden plantear en las sucesiones marinas someras. Las superficies de inundación máximas se utilizan para subdividir la secuencia T-R en de sistemas de depósitos transgresivos y regresivos.

En la fig. 25 se ilustra mediante sección transversal orientada a la inmersión en un escenario más general para la arquitectura de depósitos regresivos forzados, regresivos normales y transgresivos en una configuración fluvial a aguas poco profundas.

Son las unidades estratigráficas genéticamente asociadas que fueron depositadas durante fases específicas del ciclo del nivel relativo del mar no

importando el ambiente sedimentario (Posamentier, 1988). Estas unidades se representan en el registro de la roca como ensambles de facies tridimensionales. Se definen con base en las superficies limitantes, de la posición dentro de una secuencia y de la parasecuencia que se acumuló y que tiene un cierto patrón (Van Wagoner, 1988).

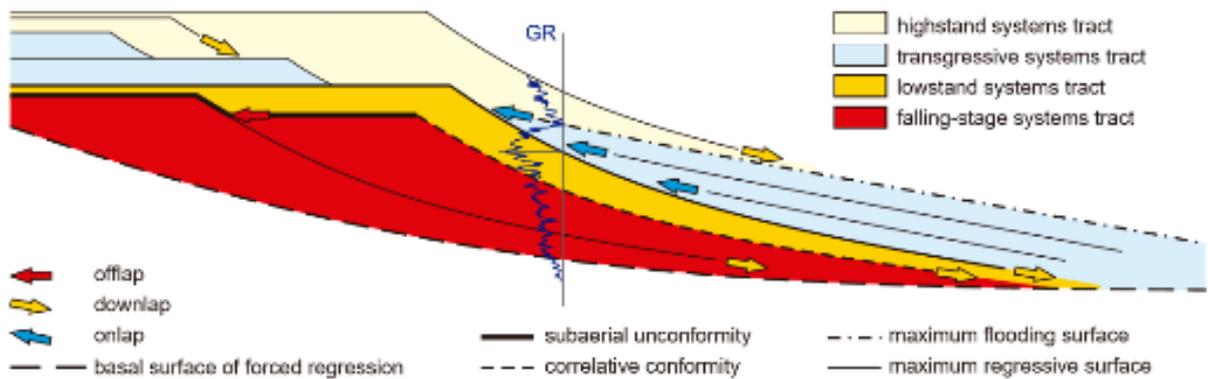


Figura 25. Modelo de sistema de depósitos.

Fuente: Posamentier & Allen, 1999 y Catuneanu, 2002.

A continuación, se describen los principales sistemas de depósito:

#### 2.4.5.1. Sistemas de depósito de lowstand (lowstand system tract)

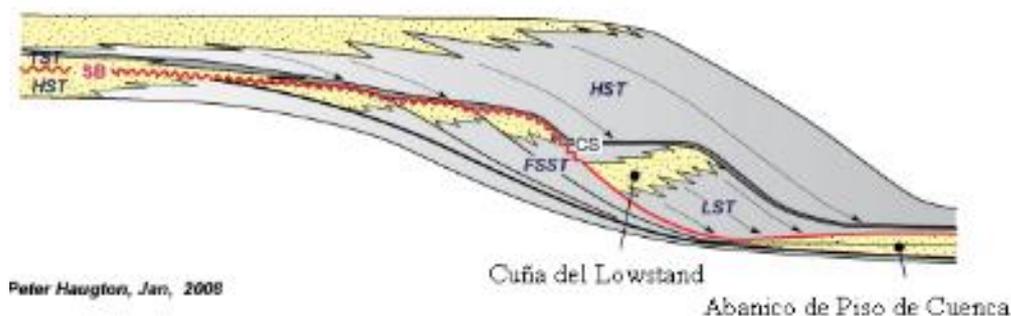
El sistema de depósitos de lowstand es un depósito basal, estratigráficamente más antiguo en una secuencia depositacional. Estos sistemas depositan sedimentos durante un intervalo de descenso del nivel relativo del mar en la discontinuidad de los estratos en regresión y después durante el ascenso lento del nivel relativo del mar subsecuente.

Este sistema de depósito está representado por la acumulación de sedimentos que se superponen a la posición más baja de la curva del nivel relativo del mar. Forma a menudo una cuña progradante en la base de un margen de la plataforma con su límite más bajo traslapando sobre las clinofomas progradantes y/o sobreponiéndose sobre un abanico en la caída del talud. Es común que los patrones de las parasecuencias se apilan en los sistemas de depósito del Lowstand exhibiendo las clinofomas agradantes retrogradacionales, traslapando hacia atrás, lo que origina que la unidad se engrose en dirección opuesta a la pendiente, capturando el efecto del ritmo de ascenso del nivel relativo del mar, el cual es mayor que el ritmo de acumulación

del sedimento. Este cambio en la geometría del sedimento se puede explicar cómo el suceso cuando el acomodo comienza a ampliarse en respuesta a un ascenso del nivel relativo del mar, que ocurre cuando el levantamiento eustático excede el índice de hundimiento.

Posamentier y Allen (1999), se refieren al sistema de depósito de Lowstand como el primer sistema de depósito que ocurre en un área de sedimentación. Tradicionalmente, los sedimentos de los sistemas de depósito de Lowstand, tal como lo define Posamentier y Allen (1999), incluyen los depósitos que ocurrieron después del inicio del descenso del nivel relativo del mar, los que entran directamente en el límite de secuencia sobre el sistema de depósitos del Highstand como un abanico de piso de cuenca y abanico de talud; estos últimos, a menudo rellenan los valles de incisión que cortan el sistema de depósito del Highstand.

Es frecuente encontrar dos unidades distintas de abanicos submarinos, el cual se puede reconocer dentro de los depósitos del lowstand; una unidad inicial de abanicos de piso de cuenca, se presenta separada por el pie del talud y por una unidad subsecuente de abanicos de talud, bordeando el talud (Fig. 26).

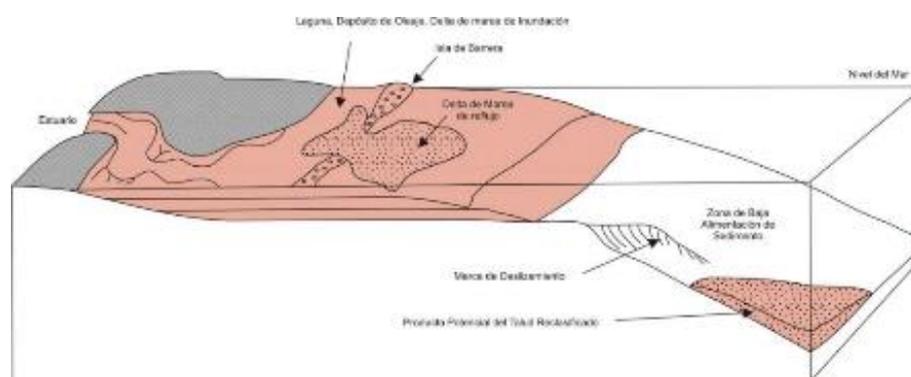


*Figura 26. Abanico de piso de cuenca.*  
**Fuente:** Tomada de Haugton, 2008).

La formación del abanico en la terminación del talud continental y en el piso de la cuenca, se asocia a la erosión de cañones en la plataforma que originalmente se formaron por la incisión de valles fluviales en la plataforma; esta es la porción que se ubica hacia el mar o hacia la cuenca del sistema de transporte y depósito del Lowstand, donde se encuentran las cuencas más profundas que se caracterizan por la depositación de terrígenos en abanicos submarinos en el



del sedimento. Ésta es una superficie de inundación marina que forma la primera etapa de inundación significativa en una secuencia. Marcan el inicio del periodo en que el ritmo de creación del espacio de acomodo es mayor que el ritmo de suministro de sedimento. Contiene sobre todo estratos superiores, con pocas clinofomas asociadas, y es enteramente retrogradacional. Estos sistemas pueden mostrar evidencia de insuficiente sedimento, y pueden ser ricos en carbón, depósitos de inundación y depósitos lagunares o lacustres. Los sistemas de drenaje se pueden inundar para formar los estuarios. Las amplias áreas de la plataforma son características de sistemas de depósito transgresivos, donde la influencia de las mareas puede ser extensa (Emery y Myers, 1996).



*Figura 28. Componentes del sistema de depósito transgresivo.*  
**Fuente:** Emery y Myers, 1996.

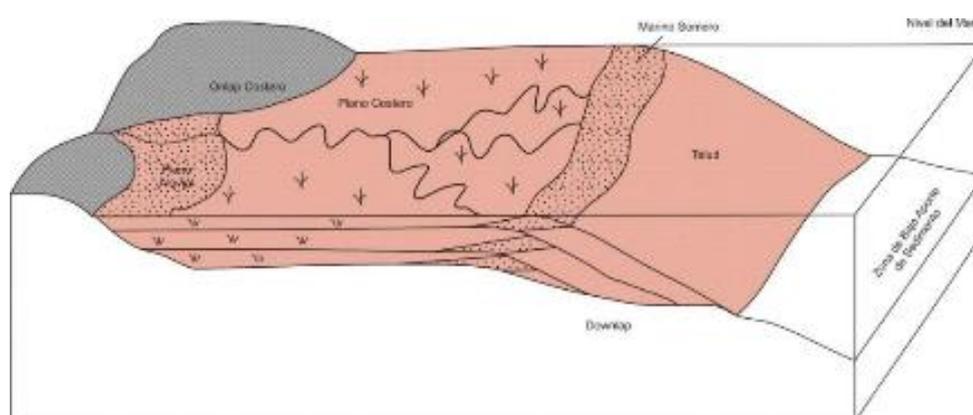
El estrato superior del sistema de depósito transgresivos tiende a tener un porcentaje más bajo de arena que los otros sistemas de depósito, porque poco del sedimento de lodo se desvía a los estratos superiores. Los sistemas de depósito transgresivos pueden por lo tanto recibir a menudo horizontes denominados sello a los depósitos de los estratos superiores (Emery y Myers, 1996).

#### **2.4.5.3. Sistemas de depósito de highstand (highstand system tract)**

Los sistemas de depósito del highstand son los más jóvenes de los sistemas de depósito de secuencias (Fig. 29). Representan a los estratos superiores progradacionales con clinofomas depositados después de la transgresión máxima y antes de un límite de secuencia, cuando los ritmos de creación del acomodo son menores que el ritmo del suministro del sedimento (Fig. 25). El sistema de depósito del highstand es caracterizado por un ritmo de

desaceleración en el ascenso del nivel relativo del mar con el tiempo, resultando en una agradación inicial y una progradación posterior. Los sistemas depositacionales pueden ser similares inicialmente a éstos en el sistema de depósito transgresivos, pero el relleno de las áreas de la plataforma por la progradación, y la disminución del ritmo de ascenso del nivel relativo del mar, puede llevar a una disminución de la influencia de marea durante un sistema de transporte del highstand, y a una disminución de la cantidad de carbón, y de arcillas de inundación, lagunares y lacustres. Los cuerpos de arena de canal llegarán a ser más comunes y con una mejor conexión (Emery y Myers, 1996).

Posamentier y Vail (1988), describieron los diversos modelos que implican que el último sistema de depósito del highstand sea caracterizado por una depositación fluvial significativa. Los autores antes citados utilizaron el concepto de “línea de costa”, que definieron como la línea que la corriente litoral perfila y donde los procesos fluviales son reemplazados por procesos pelágicos (cercanos al mar) y de plataforma. La línea de costa también representa el punto costero de onlap durante el ascenso del nivel relativo del mar. Lo último que ocurre en los sistemas de depósito del highstand es que la línea de costa comienza a migrar hacia la cuenca mientras que el nivel relativo del mar desciende en la parte próxima del perfil depositacional.



*Figura 29. Componentes de los sistemas de depósito de highstand en un margen de discontinuidad de plataforma. Esto incluye a los estratos superiores (aluvial, costero), marino somero, y a sistemas de plataforma.*

**Fuente:** Emery y Myers, 1996.

## CAPÍTULO III

### MATERIALES Y MÉTODOS

En el siguiente acápite se realiza el inicio de la investigación por medio de la descripción de los materiales como las imágenes satelitales RapidEye (combinación de bandas espectrales), software geológico, base topográfica, cartas nacionales, equipos de campos, etc. Todo esto para la superposición, discriminación y extracción de información y al final de este capítulo se indica la metodología de investigación.

#### 3.1. IMÁGENES SATELITALES RAPIDEYE

Esta constelación está compuesta de cinco (5) satélites idénticos ofrecen una capacidad de revisita inigualable para la rápida captura de imágenes de programación y para estudios de vigilancia o monitoreo ambiental (multitemporales).

RapidEye posee una gran ventaja al disponer de una combinación inigualable de cobertura de grandes áreas, intervalos de revisita frecuentes, y capacidad de tomar imágenes multiespectrales de alta resolución.

El extenso catálogo en línea, EyeFind, utilizado en la confección de RapidEye Mosaics, permite seleccionar entre múltiples imágenes disponibles a partir del año 2009.

El sistema de RapidEye puede realizar lo siguiente:

- obtener imágenes de más de 4 millones de km<sup>2</sup> de Tierra a diario.

- alcanzar cualquier punto de la Tierra a diario.
- producir imágenes con una resolución de 5 metros.
- adquirir imágenes en cinco bandas espectrales: azul, verde, rojo, borde del rojo e infrarrojo cercano.

Los satélites de RapidEye son los primeros satélites comerciales que ofrecen la banda “borde del rojo”, la cual mide las variaciones en la vegetación, permitiendo la separación de las especies y la monitorización de la salud de la vegetación.

### 3.1.1. IMÁGENES SATELITALES DE ALTA RESOLUCIÓN RAPIDEYE

Estos satélites que operan desde el año 2009, poseen la revisita más alta del mundo, con una constelación de 5 satélites, se recolectan 5.000.000 km<sup>2</sup> de imágenes por día y con una revisita de 15 veces por día; en la actualidad RapidEye ha recolectado más de 6 billones de km<sup>2</sup> de cobertura, es decir 10 veces la cobertura total de la tierra.

Entre las principales características, estas imágenes cuentan con una resolución espacial de 5 mts, de 12 bits (9046 tonos de gris) y una resolución espectral de 5 bandas, el ancho de barrido es de 77 km. y su órbita es sincrónica. Las imágenes presentan una resolución absoluta de 10 mts. con presencia de desplazamientos de hasta 5 mts. en distintas fechas (<https://caminosdelsig>).



*Figura 30. Imágenes satelitales RapidEye de alta resolución*

**Fuente:** <http://www.geosoluciones.cl/rapideye/>

### 3.2. COMBINACIÓN DE BANDAS ESPECTRALES

El procesamiento digital de imágenes satelitales RapidEye mediante la combinación de 5 bandas multiespectrales en patrones rojo (red), verde (green)

y azul (blue). Los RapidEye se diferencia de los satélites Landsat o Aster por que tienen la banda 4 (borde rojo, RE, 0.690 – 0.730  $\mu\text{m}$ ). Por lo tanto, la combinación de bandas se realizó en Software Arcmap Raster y como producto se obtiene las siguientes imágenes multispectrales.

### 3.2.1. COMBINACIÓN R=3, G=2, B=1 – RAPIDEYE:

Esta combinación suele llamarse “color natural” pues involucra a las tres bandas visibles y se le asigna a cada una de ellas su verdadero color, resultando una combinación que se aproxima a los colores reales que puede discriminar el ojo humano.



*Figura 31. Combinación 321, RapidEye.*

La vegetación aparece en diversos tonos de verde, los suelos en colores marrones o tostados y penetración de los cuerpos de agua de color oscuro. Estas combinaciones de bandas espectrales tienden a presentar un bajo contraste y un aspecto algo borroso. Ello es debido a que la luz de la banda azul es más afectada que las demás por la dispersión atmosférica.

### 3.2.2. COMBINACIÓN R=5, G=4, B=3 – RAPIDEYE:

En esta combinación de bandas resalta los cuerpos de agua de color oscuro, define el contorno agua - tierra y resalta detalles subyacentes no aparentes en las bandas del visibles. Los bofedades cercanos a los cuerpos de agua aparecen de color pardo amarillo, se puede resaltar claramente la diferencia

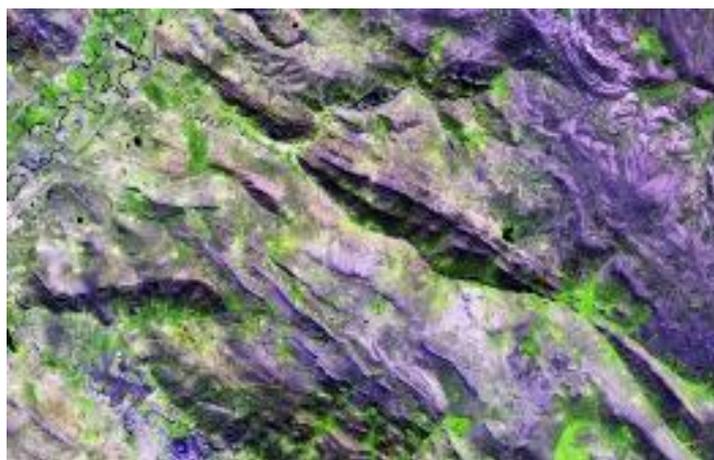


*Figura 32. Combinación 543, RapidEye.*

entre suelo arcilloso y zonas rocosas o sedimentos de minerales ubicado en cauces de los ríos, sirve para delimitar franja marginal de los ríos o ubicar dichos sedimentos detríticos para la explotación de estos materiales. Los lagos internos y corrientes de agua pueden ser localizados con gran precisión, debido a las propiedades de absorción del infrarrojo por el agua.

### 3.2.3. COMBINACIÓN R=4, G=5, B=1 – RAPIDEYE:

Se realizó mediante la combinación de la banda Azul, Infrarrojo cercano y Borde rojo. Donde se puede diferenciar claramente entre suelo y vegetación, las pasturas aparecen verdes y color marrón representan escasa vegetación, verde brillante vegetación sana.



*Figura 33. Combinación 451, RapidEye.*

Además, resalta los cuerpos de macizo rocoso (suelos y minerales resaltan en varios colores, azul, morado, rosado), se puede diferenciar sus niveles de estratificación, orientación de convergencias y buzamiento. Además, con esta

combinación de bandas se puede diferenciar claramente las zonas de contacto de las unidades geológicas, así como es como los lineamientos de estructuras. Por lo cual se clasifica esta combinación de bandas trascendental para el estudio de las ciencias de la tierra.

La imagen satelital RapiEye Multiespectral su composición de colores rojo, verde y azul se utilizó para el channel rojo la banda borde rojo, para el channel verde se utilizó la banda del infrarrojo cercano y para el channel azul se utilizó el mismo. Esta combinación es equivalente a la R7, G4, B2 de Lansat.

### 3.2.4. COMBINACIÓN R=5, G=3, B=2 – RAPIDEYE:

Representado por la combinación de falsos colores. Porque la vegetación aparece en tonos de rojo y áreas urbanas (ciudad de Azángaro) en tono de cian o celeste y los suelos - rocas varían de café oscuro a café claros. También la vegetación seca e hidromórfica varia en tonalidad de rojo por el infrarrojo cercano, la cual el



Figura 34. Combinación 532, RapidEye.

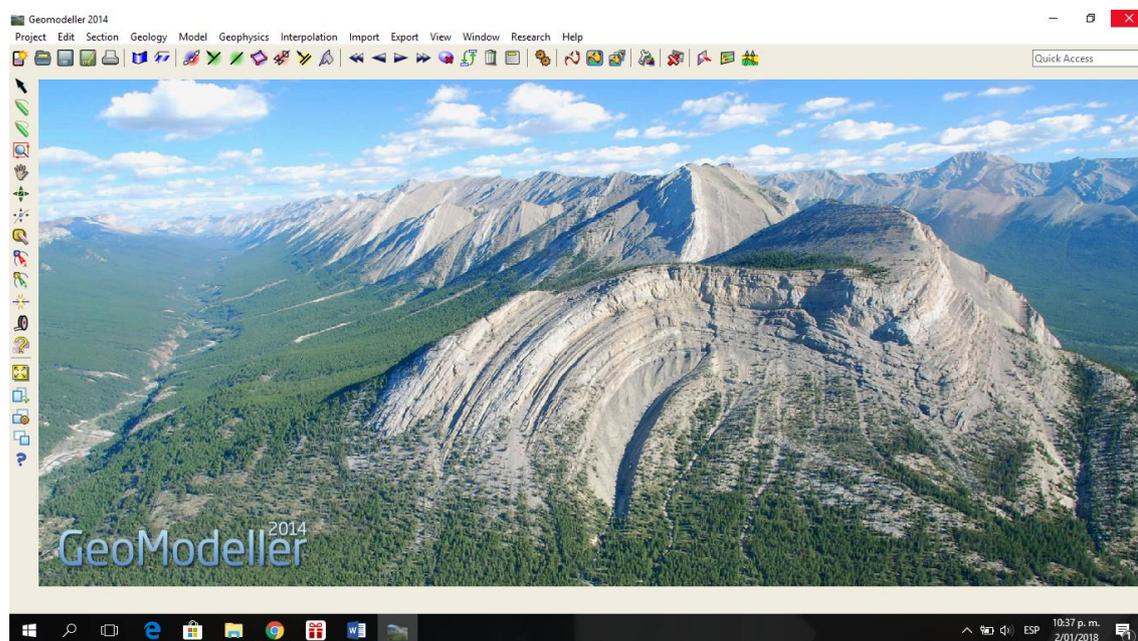
ojo humano no puede discriminar. Generalmente, tonos oscuros y brillantes de rojo indican vegetación de hoja ancha o vegetación saludable, mientras que los tonos más claros indican pasturas.

### 3.3. SOFTWARE 3D GEOMODELLER

GeoModeller es una metodología y herramienta de software asociada para el modelado geológico 3D desarrollada por el Intrepid Geophysics en los últimos 20 años. El software está escrito utilizando Open CASCADE (geometría, topología, visores, gestión de datos), Java para la GUI y los datos se almacenan en lenguaje de marcado extensible XML. GeoModeller ha comenzado a

revolucionar las prácticas de trabajo, los estándares de datos y los productos de una encuesta geológica en general. El software tiene en cuenta toda la geología estructural datos tales como direcciones de inmersión, inclinación y trazado axial para construir la geometría de las unidades geológicas (<http://advancedgwt.com>).

La herramienta del software sirve para el modelado geológico en 3D. Para construir modelos de geología tridimensionales complejos y estables, y realizar modelado geofísico directo e inverso directamente desde la geología 3D sólida. Compuesto por un editor geológico, administración de taladros y rejillas / mallas, módulos de geofísica directa e inversa para gestionar e interpretar todo su proyecto de exploración, geotermia o ingeniería.

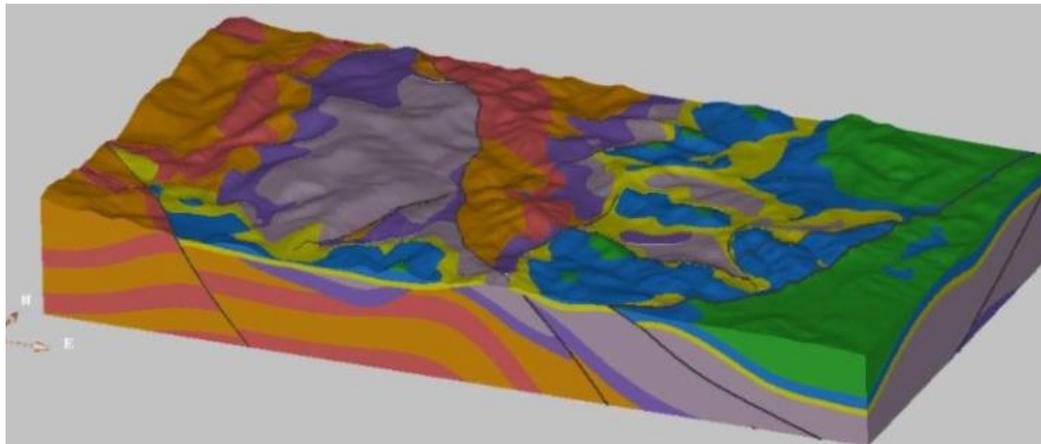


*Figura 35. Software 3D Geomodeller*

### 3.3.1 MODELAMIENTO GEOLÓGICO CON GEOMODELLER

GeoModeller utiliza un modelo de terreno digital, líneas geológicas de superficie, secciones transversales, interpretación geofísica y datos de perforación para permitir al geólogo construir secciones transversales o modelos 3D. La interpolación Geoestadística 3D (co-kriging) utilizando todos los datos (ubicación de la interfaz, inclinación, dirección) produce una función implícita en 3D que representa un modelo sólido. La construcción del modelo puede tener en cuenta,

si es necesario, una red de fallas geológicas. El modelo podría ser representado por triangulados objetos cada uno correspondiente a una de las unidades geológicas presentes. Los geólogos pueden dibujar el modelo en sus secciones para obtener un diagrama de cerca. El geólogo puede usar su conocimiento para agregar información en el espacio 3D hasta que obtenga un modelo "correcto".



*Figura 36. Modelamiento geológico en software 3D Geomodeller*

Fuente: <http://3d-geological-modeling-with-3d-geomodeller-software/>

### 3.3.2 INVERSIÓN DEL MODELO 3D

En aplicaciones geológicas y mineras o de exploración petrolera, a menudo se dispone de perfiles sísmicos, datos gravimétricos y magnéticos. Las secciones transversales sísmicas interpretadas proporcionan directamente datos que se pueden procesar directamente como restricciones geométricas para el modelado 3D. Por otro lado, la gravedad y los datos magnéticos proporcionan restricciones indirectas. Actualmente, un modelo geológico tridimensional se considera como el estado inicial de un modelado inverso restringido de estos datos. Esa inversión se basa en un método iterativo, que se aplica a una versión discreta del dominio en estudio. Esta formulación de inversión permite la inversión separada de datos gravimétricos o magnéticos o la inversión simultánea de ambos conjuntos de datos y tensor componentes de la gravedad y el campo magnético. El resultado final es un modelo geológico probabilístico en 3D.

### 3.4. BASE TOPOGRÁFICA

Para este fin se ha utilizado el modelo digital de elevación de Google Earth para luego exportar en formato KMZ; en Global mapper se inicia con la proyección UTM correspondiente, creación del modelo digital de elevación mediante su herramienta Create Elevation Grid from 3D Vector Data y generación de curvas de nivel mediante su herramienta Generate Contours para luego exportar en formato Shape y Dwg, cabe indicar que estos softwares se utilizan para trabajos a escala regional.

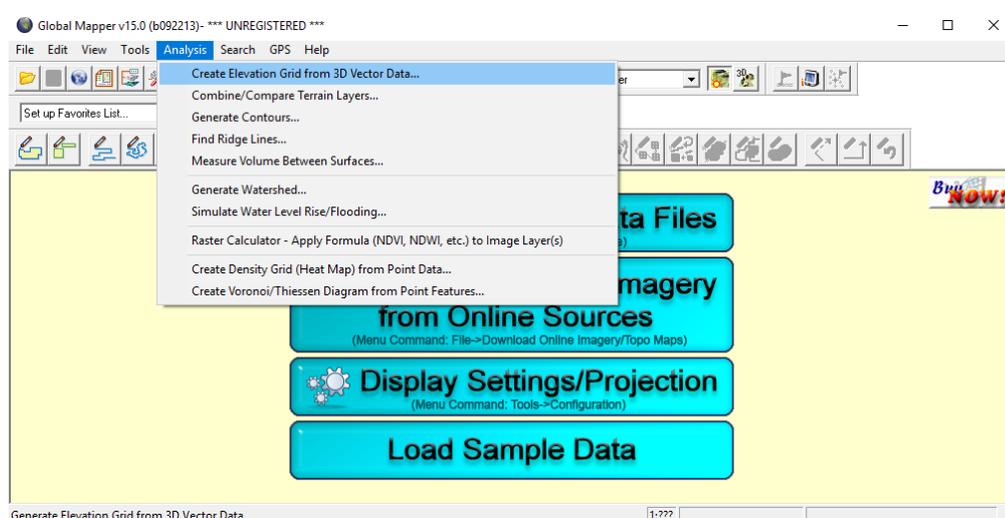
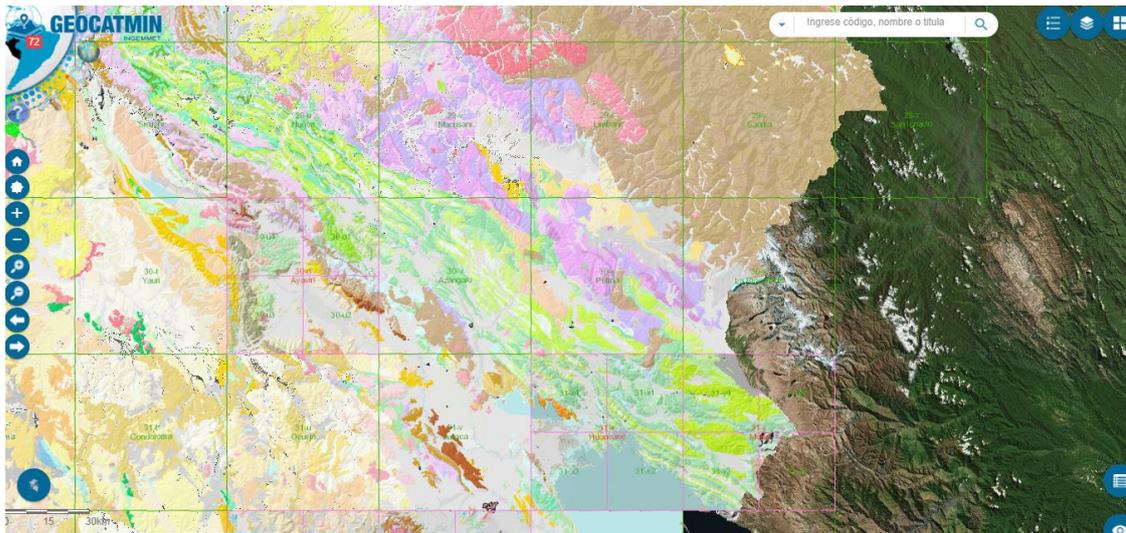


Figura 37. Software Global Mapper y modelo digital de elevación.

### 3.5. CARTAS NACIONALES

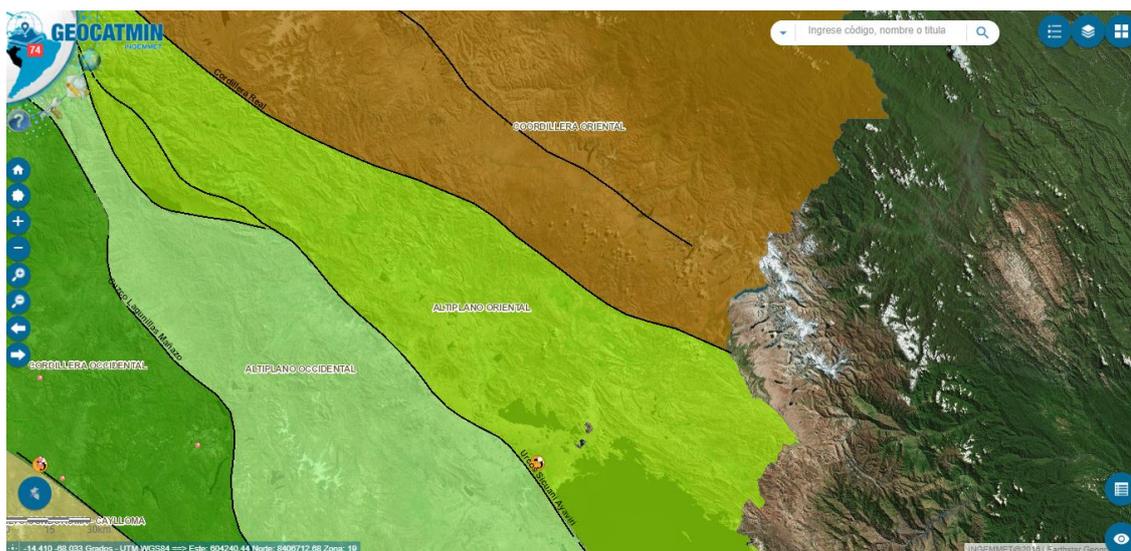
Los mapas geológicos integrados a escala 1:100,000 se desarrollaron entre los años 2014 y 2016. El objetivo de la integración fue empalmar digitalmente los polígonos y generar tablas básicas de atributos para cada unidad litoestratigráfica, características estructurales (fallas, pliegues, rumbos y buzamientos) y secciones geológicas. Basado en estándares nacionales e internacionales de cartografiado geológico digital (ver <http://www.ingemmet.gob.pe/bases-de-datos>).



*Figura 38. Carta geológica nacional, Cuadrángulo Azángaro y Putina*

**Fuente:** <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/>

Los dominios tectónicos fueron definidos por Carlotto (2010); en base a complejos estudios geológicos a nivel nacional. En el sur del Perú los límites estructurales están señalados por sistemas de fallas NO-SE, E-O y NE-SO; regional o localmente pueden estar marcados por unidades magmáticas de diferentes edades y composiciones. La evolución geológica de cada bloque está atribuida a las características litológicas propias de cada dominio, que da como resultado una alta heterogeneidad de la litosfera continental. Se han delineado los siguientes dominios geotectónicos subidos en GEOCATMIN (Fig. 39).



*Figura 39. Dominios geotectónicos en GEOCATMIN*

**Fuente:** <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/>

### 3.6. SISTEMA DE POSICIONAMIENTO GLOBAL

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS, Global Positioning System) se utiliza para determinar la posición de un objeto en toda la Tierra, tiene una precisión de hasta centímetros (si se utiliza GPS diferencial), aunque lo habitual son unos pocos metros de precisión utilizando navegadores. El GPS funciona mediante una red de 24 satélites en órbita sobre el planeta Tierra, con trayectorias sincronizadas para cubrir toda la superficie de la Tierra. Cuando se desea determinar la posición, el receptor que se utiliza para ello localiza automáticamente como mínimo tres satélites de la red, de los que recibe unas señales indicando la identificación y la hora del reloj de cada uno de ellos. Conociendo además las coordenadas o posición de cada uno de ellos por la señal que emiten, se obtiene las posiciones absolutas o coordenadas reales del punto de medición.



*Figura 40.* GPS Garmin GPSMAP 60CSx

**Fuente:** <https://www.google.com.pe/>

### 3.7. BRÚJULA

Es un instrumento indispensable en los trabajos de campo, con este equipo podemos determinar las orientaciones de las rocas, muy usado para determinar el rumbo y buzamiento de los estratos, fallas y diaclasas, inclinación de

estructuras geológicas. En la siguiente investigación se usó la brújula modelo Brúnton por su precisión y versatilidad.



Figura 41. Brújula Brunton F-5008 0-360°

Fuente: <https://www.google.com.pe/>

### 3.8. MUESTREO DE ROCAS

En los trabajos campo se realiza la recolección de muestras como prueba de la anomalía encontrada durante mapeo geológico, para su posterior análisis e interpretación en gabinete y laboratorio.

Existe varios tipos de muestreo en esta ocasión solo se utilizó el método pick rock, en algunos casos channel rock. La toma de muestra suele realizarse perpendicular al lineamiento de las rocas, muestreo en canal (cannel sampling), abriéndose un canal con la ayuda de picota, combo o sierra eléctrica. El muestreo por pick rock se realizó de manera esporádica pero representativa, que sirvió mucho para el reconocimiento de las unidades geológicas e interpretación de la tectónica sedimentaria.

### 3.9. TABLAS DE IDENTIFICACIÓN Y CLASIFICACIÓN DE ROCAS

Para este fin se ha utilizado la figura 42 para la descripción de muestras macroscópicas, así como la identificación y clasificación del tipo de roca, en especial para las rocas sedimentarias. Para las rocas ígneas se ha utilizado el

diagrama de Streckeisen, importante para el reconocimiento de rocas plutónicas y volcánicas, se clasifica en función a contenido de cuarzo, feldespatos, plagioclasas. (ver fig. 43).

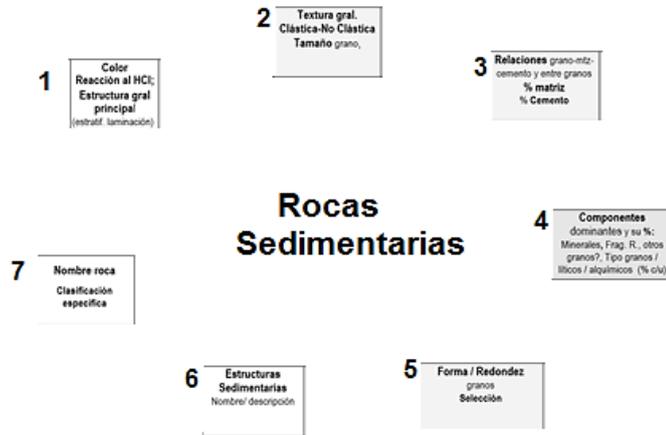


Figura 42. Descripción de rocas sedimentarias

Fuente: <http://usuarios.geofisica.unam.mx/>

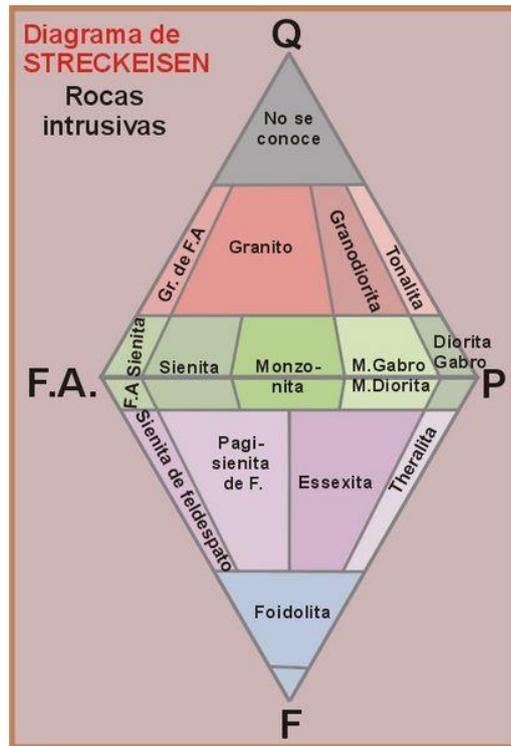


Figura 43. Diagrama de Streckeisen para reconocimiento de las rocas ígneas.

Fuente: <https://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/>

### **3.10. METODOLOGÍA DE INVESTIGACIÓN**

La metodología de investigación es no experimental, descriptivo y analítico. Está basado en la compilación bibliográfica, adquisición de información de imágenes satelitales, trabajos de campo y gabinete, como se especifica a continuación:

#### **3.10.1. Adquisición e Integración de información de superficie**

En este apartado tiene dos componentes. El primero comprende adquisición de información, constituye la búsqueda bibliográfica de estudios que anteceden a este trabajo. El segundo componente corresponde a clasificación y optimización de información bibliográfica alzada. Como patrón tenemos los trabajos bibliográficos de distintos levantamientos geológicos en la zona de estudio correspondientes a los boletines de INGEMMET ([www.ingemmet.gob.pe](http://www.ingemmet.gob.pe)). También cabe mencionar que en esta etapa se ubica la adquisición del software, programas y extensiones.

#### **3.10.2. Etapa de gabinete**

En este apartado tiene 4 componentes que consta los estudios indirectos. El primer componente comprende procesamiento y análisis de imágenes satelitales RapidEye, realizando la combinación de bandas espectrales para resaltar macizo rocoso y discriminar vegetación. El segundo componente comprende la aplicación de las imágenes satelitales RapidEye mediante la identificación, distinción litológica, reconocimiento de estructuras geológicas, observación de cuerpos ígneos, análisis textural de relieves y reflexión de la cobertura vegetal. El tercer componente corresponde al análisis comparativo de imágenes satelitales y las cartas geológicas de INGEMMET. Cuarto componente corresponde a establecimiento de los parámetros estructurales, litológicos, morfológicos y base topográfica (permite resaltar los detalles morfológicos de las superficies, de caminos, cuerpos de agua y vegetación), para su respectivo plasmado en papel; que servirá para los trabajos de campo en las distintas campañas.

### 3.10.3. Etapas de campo.

Los trabajos de campo comprenden de tres campañas, cada punto de control tiene un carácter representativo y fueron seleccionados de acuerdo a su importancia, extensión y persistencia. Estos trabajos de campo tienen por objetivo la recolección de información estructural y estratigráfico, las cuales se menciona a continuación:

- Campaña 1. Zona Azángaro (formación Huancané, Muni y Ayabacas).
- Campaña 2. Cantera de San Juan de Salinas y zona Yajchata (cuerpos ígneos y cantera de evaporitas).
- Campaña 3. Zona Catacora (fm. Vilquechico, Auzangate y estructuras geológicas).

### 3.10.4. Etapa de procesamiento de información

En este apartado tiene 2 componentes. El primer componente es la elaboración de una nueva propuesta del modelo litoestratigráfico. Basado en la interpretación de la información, junto con las correlaciones de indagación adquirida de imágenes satelitales y trabajos de campo, se da a conocer que esta propuesta estratigráfica nos ayuda a entender la distribución de las unidades geológicas y su evolución en el tiempo. El segundo componente corresponde a la interpretación estructural, donde refleja su distribución y evolución. Toda esta información procesada será plasmada en mapas, perfiles, secciones, gráficos, matrices, modelos y otros.

### 3.10.5. Resultados:

En este apartado se da a conocer los resultados obtenidos de todas las etapas anteriores, que es interpretación de la evolución tectónica sedimentaria del área de trabajo, así como el planteamiento de un estilo estructural específico, por la cual nos apoyamos con modelamiento geológico donde refleja las secciones geológicas, mapas estructurales y DEM; para el cumplimiento de este último apartado se dispone los siguientes softwares como; 3D Geomodeller, Gocad, Grass Gis, Arcgis y autocad Civil 3D. Por lo tanto, con esta etapa se llega a cumplir con los objetivos específicos propuestos.

## CAPÍTULO IV

### RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el siguiente apartado se presenta una breve caracterización del área de investigación para luego pasar al estudio de la tectónica - sedimentaria donde se plantea el estilo estructural disímil y expresando la evolución tectónica sedimentaria mediante la generación de secciones estructurales y modelamiento geológico en software 3D Geomodeller. Además, se realizó la determinación de una propuesta estratigráfica del área de investigación, seguidamente se realiza la descripción de principales estructuras geológicas y análisis estructural, para terminar este apartado se plantea cuatro etapas de evolución tectónica sedimentaria y niveles de estilo estructural.

#### 4.1. HISTORIA EVOLUTIVA DE LAS FAJAS PLEGADAS Y CORRIDAS

##### 4.1.1. CARACTERIZACIÓN DEL AREA DE INVESTIGACIÓN

La Cuenca Putina se dispone con una orientación NW/SE. Se ubica en el Noreste del altiplano, donde este se extiende desde el Altiplano de Puno hasta el Norte del Altiplano de Cuzco, con altitudes promedio entre los 3500 m y 5000 m.

##### a) Ubicación Política

El área de estudio se ubica en las provincias de Azángaro, Putina y una parte Huancané, que forma parte de la Cordillera Oriental, se encuentra ubicada en la zona Nor-central del departamento de Puno, específicamente se encuentra ocupando los distritos de Azángaro, San José, Muñani, Putina, Huatasani, Pedro Vilca Apaza, Arapa y San Juan de Salinas.

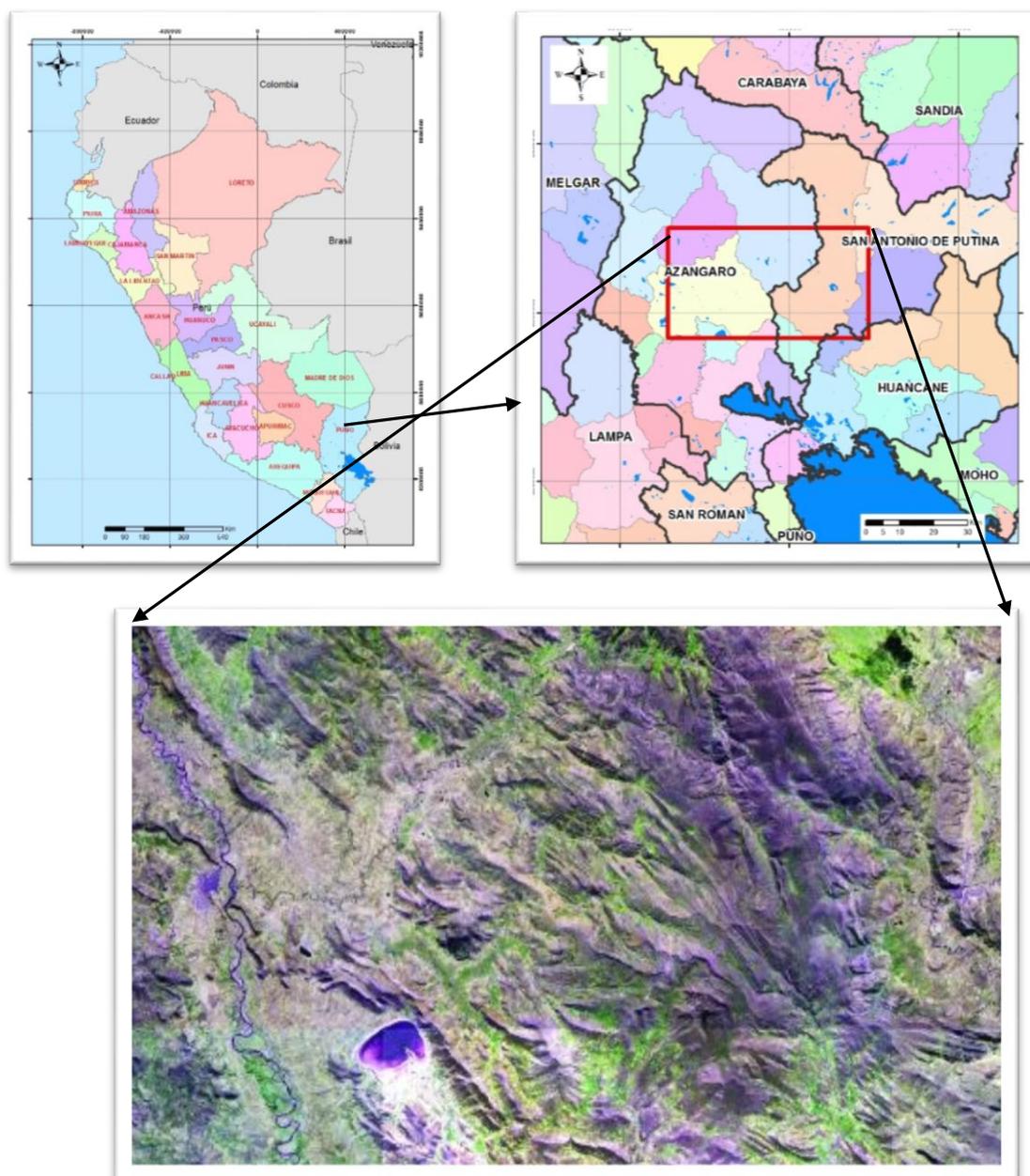


Figura 44. Ubicación política y geográfica del área de estudio.

**b) Ubicación Geográfica**

La ubicación del área de trabajo se encuentra al Noreste de la Cuenca Titicaca (Fig. 45), con una extensión aproximada de 1930 km<sup>2</sup>. Cabe mencionar, que el sistema hidrográfico de la cuenca endorreica del Titicaca, está constituido por alrededor de 864 lagos y/o lagunas, siendo los más representativos el Lago Titicaca y el lago Arapa, que junto al lago Poopó en Bolivia formaban, el gran lago Ballivián del altiplano peruano-boliviano. A su vez consta de 12 ríos principales, de los cuales el Huancané, Ramis y Coata son los más relevantes.

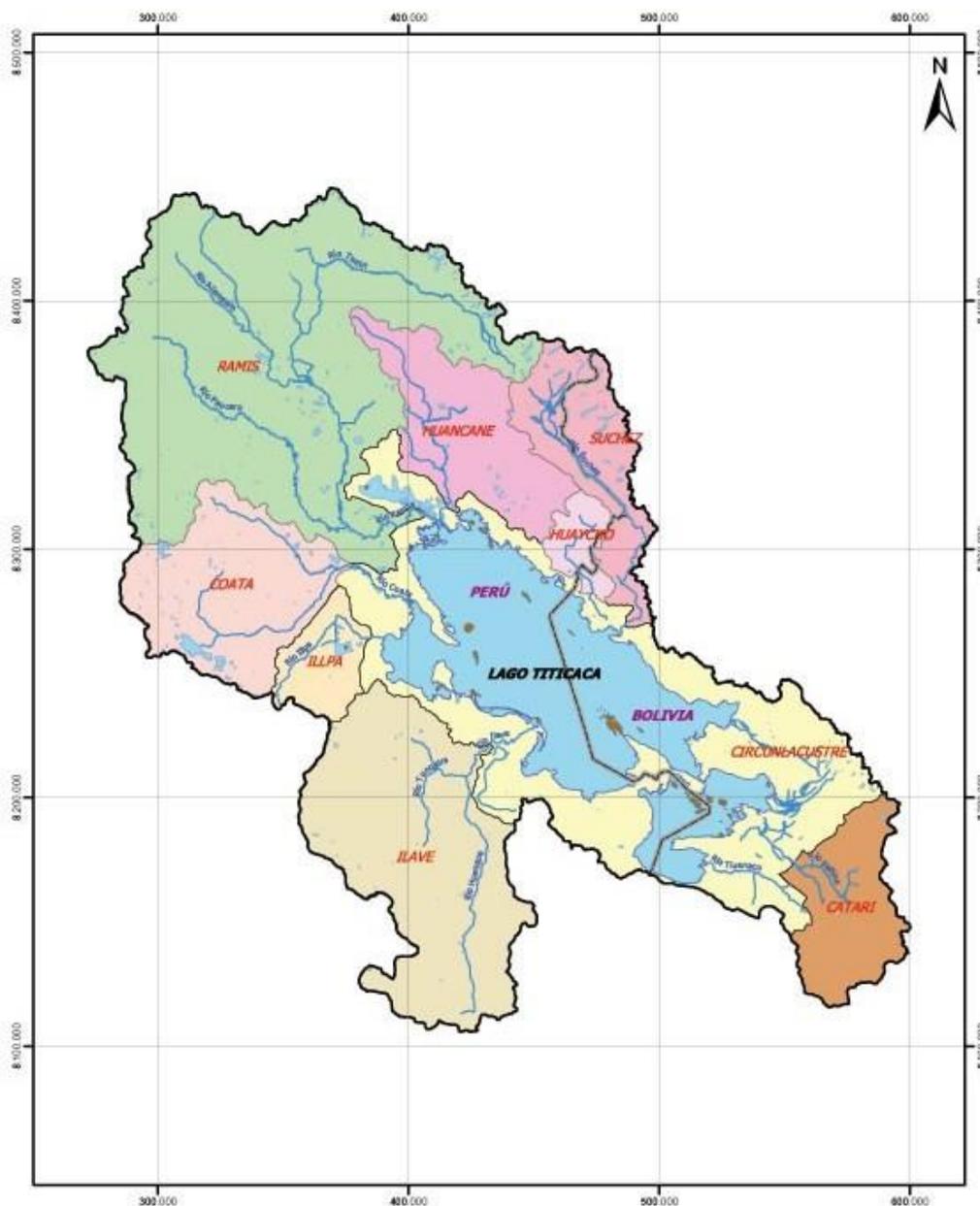


Figura 45. Ubicación hidrográfica de la Cuenca Titicaca.

**Fuente:** Comisión Multisectorial para la Prevención y Recuperación Ambiental del Lago Titicaca y sus afluentes, 2014.

Geográficamente la zona de estudio se encuentra ubicada en las siguientes coordenadas:

Tabla 3.

*Coordenadas de los vértices del polígono de estudio.*

<b>Punto</b>	<b>Este</b>	<b>Norte</b>	<b>Altitud</b>
<b>1</b>	423513.52	8375066.38	4720
<b>2</b>	364346.88	8375066.38	4160
<b>3</b>	364346.88	8342441.8	4300
<b>4</b>	423513.52	8342441.8	3920

### **c) Accesibilidad**

Las principales vías de acceso a la zona de estudio, son por medio terrestre o aéreo.

- Por vía terrestre, partiendo de Lima, existen varias posibilidades para poder llegar a Juliaca, y a partir de ahí, dirigirnos a los afloramientos estipulados. Probablemente, la opción más recomendada es tomar la carretera Panamericana Sur y la variante de Uchumayo hasta llegar a Arequipa y posteriormente ruta de Arequipa a Juliaca, con un tiempo estimado de viaje de 18 a 20 horas, basados en que la distancia de Juliaca a Lima es de aproximadamente mil ciento quince kilómetros (ver tabla 2).
- Por vía aérea, definitivamente esta es la vía más conveniente para ingresar al área de estudio; el viaje desde Lima hasta el Aeropuerto de Juliaca, dura aproximadamente 01:45 minutos. Para los vuelos desde Lima a Juliaca, existen salidas regulares todos los días de dos de las principales agencias de viajes del país, considerando que uno puede discernir la posibilidad de hacer escala previa en Arequipa o en un vuelo directo.

Tabla 4.

*Distancia del acceso terrestre a la zona estudio*

Nombre de los Tramos		Distancia	Tiempo
Lima	Arequipa	1016 km.	15h 02min.
Arequipa	Juliaca	270.4 km.	4 h 28 min.
Juliaca	Azángaro	72.6 km.	1h 00min

#### d) Aspecto Biótico

La flora se caracteriza por su gran diversidad. La vegetación natural está formada por pastos naturales, el ichu, la chilligua, paja brava y la totora. La actividad agrícola está compuesta por especies como la papa, cebada, olluco, quinua, oca, cañihuaco, maíz, cebada y trigo.

La fauna se caracteriza por la actividad ganadera (auquénidos y ovejas), y sobre todo camélidos. Además, dentro de la riqueza ictiológica de los ríos y lagunas destacan suches, pejerreyes, carachis, truchas, mauris, ispis y bogas. En el lago Titicaca habitan más de 10 especies piscícolas nativas, una gran variedad de especies de gansos y aves, como el pato puna, el pato rana, el ganso de alas blancas, la polla de agua, el cormorán, el yanavico, la gallineta, la gaviota andina y las parihuanas. El suri, emparentado con el avestruz, es una especie protegida.

#### e) Principales Elementos Climáticos

##### Clima

En general el clima en la zona de estudio es frío y seco. Las precipitaciones pluviales son anuales y duran generalmente entre los meses de diciembre a abril, aunque suelen variar en ciclos anuales, originando inundaciones y sequías, generalmente las precipitaciones son menores a 700 mm. La temperatura es muy variable, con marcadas diferencias entre los meses de junio y noviembre y con oscilaciones entre una temperatura promedio máxima de 21 °C y una mínima de -15 °C (SENAMHI, 2016).

La zona de la cuenca del Lago Titicaca se caracteriza por tratarse de un clima templado, diferenciado en distintas áreas, como se menciona a continuación:

El clima en Azángaro es cálido y templado. En invierno hay mucho menos lluvia que en verano. El clima aquí se clasifica por el sistema Köppen-Geiger como “Cwb” (Templado con inviernos secos). La temperatura promedio es 8.1 °C. (SENAMHI, 2016).

El tipo de clima es lluvioso y semifrío en otoño, invierno y primavera secos ocurre en las cabeceras de las cuencas del río Suches, río Ramis y cuenca del río Coata a altitudes entre 4.400 y los 5.000 metros. Si bien la precipitación tiene un carácter lluvioso, precipita entre los 700 y 1.000 mm, las características térmicas determinan una restricción en la utilización de la tierra con fines agrícolas (SENAMHI, 2016).

El tipo de climático semilluvioso frío con otoño, invierno y primavera secos corresponde a la parte baja de la cuenca del río Ramis y gran parte de la cuenca del río Huancané, y al sur del lago, hasta las zonas de Pizacoma en el Perú e Irpa Chico en Bolivia. En esta sub-zona la precipitación disminuye y varía entre 600 y 800 mm. El número de heladas es menor y las condiciones para las actividades agrícolas son buenas (SENAMHI, 2016).

### **Viento**

Los vientos de superficie son principalmente el resultado de los patrones locales de relieve, los cuales tienden a canalizar los vientos en direcciones específicas. En la zona del lago Titicaca se genera además una circulación lago-tierra-lago, resultado de las diferencias de temperatura entre la tierra y la superficie acuática. Durante el día, los vientos soplan del lago hacia las riberas, debido a que la tierra se calienta más que el lago, generándose así una zona de más baja presión sobre la primera. Durante la noche se invierte la circulación, debido a que la tierra se enfría más que el lago. El mismo proceso termodinámico sucede en el lago Arapa y adyacentes por ubicarse en la zona de estudio.

En relación con la velocidad y la dirección del viento, en el contexto regional la situación es muy parecida durante el año:

En las cabeceras del río Ramis predominan las calmas, frecuentemente por encima del 50 % del tiempo, salvo en Llalli (planicie aluvial), donde los vientos predominantes son del sur y suroeste (la velocidad puede llegar hasta 4,8 m/s). No obstante, en los meses de invierno la velocidad del viento tiende a ser mayor en cerca de 1 m/s a las velocidades de verano. En la zona de estudio los vientos predominantes vienen del lago, con velocidades entre 2 y 4 m/s, aunque las calmas pueden alcanzar localmente valores bastante altos (SENAMHI, 2016).

### **Temperatura**

La temperatura depende de varios factores: la longitud (más frío al oeste que al este por la influencia de las masas de aire húmedo de la Amazonia), la altitud (la temperatura disminuye con la altitud), y el efecto termoregulador del Lago Titicaca.

El sector Noreste de la región es el que tiene las temperaturas medias más elevadas para todas las altitudes (2,9°C para 5.000 m), seguido por el sector sureste (0,8°C), el noroeste (0,1°C) y, finalmente, el Suroeste (-2,8°C). No obstante, para altitudes menores de 4.400 m el sector noroeste presenta temperaturas superiores a las del sureste. El mes más caluroso del año con un promedio de 10.0 °C de diciembre. El mes más frío del año es de 4.6 °C en el medio de julio (SENAMHI, 2016).

### **Precipitación**

La distribución espacial de la precipitación media anual tiene un patrón decreciente de norte a sur. En general, ella varía de 200 a 1.400 mm, con sus máximos valores (entre 800 y 1.400 mm) sobre el Lago Titicaca. Por fuera de la zona lacustre, la zona más lluviosa se encuentra en el extremo norte de la cuenca (cabeceras de los ríos Coata y Ramis), donde se alcanzan valores entre 800 y 1.000 mm; luego se produce un decrecimiento paulatino de la lluvia en la región del altiplano hasta alcanzar la cifra de 400 mm aproximadamente. En estrecha relación con la precipitación, el número de días con lluvia al año pasa de 131 a 153 en las cabeceras del río Coata, con 131-153 días y a 80-100 en la orilla sur del lago Titicaca. El mes más seco es julio, con 3 mm. 138 mm, mientras

que la caída media en enero. El mes en el que tiene las mayores precipitaciones del año (SENAMHI, 2016).

## **Humedad**

La humedad relativa en general es baja. El promedio anual en toda la región es del 54 %, llegando hasta 62-65 % en las riberas del Lago Titicaca. Durante los meses de junio a octubre la humedad del aire es por lo general igual o inferior al 50 % en toda la región, mientras que en la estación de lluvias (diciembre a marzo) puede alcanzar hasta el 70 %. A nivel diario, en general, la humedad relativa tiene un comportamiento inverso a la temperatura: baja al comienzo de la tarde y más elevada en la noche (SENAMHI, 2016).

### **1.1.2. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA PUTINA**

Las unidades estratigráficas de la cuenca sedimentaria Putina se encuentran ocupando gran parte del área de estudio, con respecto a rocas del paleozoico. Estas unidades corresponden al periodo mesozoico y cenozoico cada uno con sus respectivos arreglos estratigráficos.

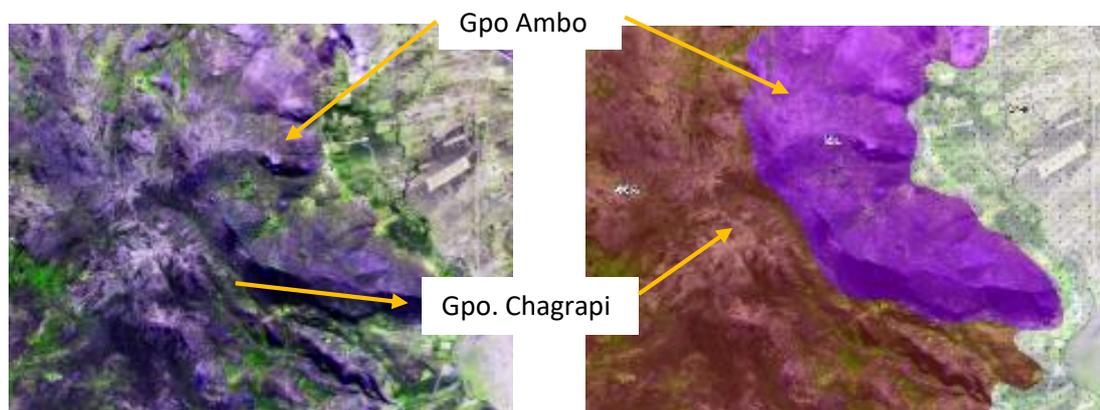
#### **1.1.2.1. Segmento Paleozoico**

Compuesta por unidades geológicas del periodo paleozoico ubicado en el Este del segmento de estudio (cordillera oriental) y segmento Oeste conformado por el alto estructural, ambos segmentos están compuestos del grupo Chagrapi, Ambo y Mitu, con excepción el grupo Copacabana y formación Ananea afloran en la parte occidental de la cordillera oriental.

Grupo Chagrapi aflora en el sector Oeste de la ciudad de Azángaro, tiene una orientación de rumbo andino, también aflora al norte de lago Arapa. De acuerdo a lo mencionado por Palacios (1993), que está compuesta predominantemente por lutitas negras de grano fino, finamente laminadas que presentan nódulos sideríticos bandeados en forma concéntrica de 30 cm de diámetro.

Sanchez & Zapata (2001) y Monge & Montoya (2001), dividen esta unidad en dos partes, una inferior y otra superior, esto por diferencia litológica y la generalizan como areniscas cuarzosas con niveles de pizarras

característicamente laminares de color gris oscuro. Las unidades geológicas Ambo y Chagrapi mediante las imágenes satelitales RapidEye se puede distinguir claramente las zonas de contacto, porque el grupo Chagrapi tiene tonalidad gris claro azulado y textura moteado y el grupo Ambo tiene tonalidad de azul oscuro y textura rugosa compacta (fig. 46).



*Figura 46. Contacto geológico entre la fm. Ambo y Chagrapi.*

Grupo Ambo, es una secuencia samítica – pelítica continental, aflora al Oeste de la ciudad de Azángaro en contacto con el grupo Chagrapi y flanco Oeste de la cordillera Oriental. Esta unidad fue descrita por De la Cruz N. (1995), al cuadrángulo Azángaro. Se le asigna una edad Missipiano (Carbonífero inferior). El cual está compuesto por areniscas cuarzosas blanquecinas con niveles de areniscas, lutitas y limolitas negras. Tiene un grosor calculado a base de perfiles parcialmente alcanza los 2,000 m.

La secuencia carbonífera presente en el área, se ha depositado mayormente bajo ambientes continentales próximos a la línea de la costa con un lento hundimiento del terreno y con pequeñas oscilaciones de mares transgresivos, favoreciendo el desarrollo de pantanos en los cuales se ha acumulado algo de material carbonoso. Sin embargo, existe controversia entre diferentes autores sobre su ambiente de formación, que habría sido entre un medio continental y marino.

Grupo Copacabana, en el área de estudio el Grupo Copacabana suprayace concordantemente al grupo Tarma habiéndose colocado el contacto donde termina las areniscas y comienza una sucesión enteramente calcárea. Se le asignó una edad pérmico inferior Por Newell (1953) y Laubacher, (1978).

Compuesto por Calizas micriticas, espaticas, caliza arenosa y limoarcillitas calcáreas, predominantemente se presenta en capas gruesas y intercaladas con lutitas. Esta unidad tiene un espesor de 500 m. su ambiente de formación característico de este grupo con sedimentación carbonatada es marino, en las que se reconoce facies subtidales, intertidales, barras y lagones.

Grupo Mitu, fue descrita por Andebaud E. (1973) y Laubacher, (1978) por su gran extensión y desarrollo, sobre todo a lo largo del frente de la cordillera oriental. El grupo Mitu aflora a lo largo del altiplano Noreste de la zona de estudio. Sus relaciones estratigráficas en su base, suprayace en discordancia angular al grupo Copacabana. Su edad relativa es pérmico superior.

Las secuencias de rift y secuencias menores han sido removidas de parcialmente a extensamente por estructura de inversión en el Este de la Cordillera durante el neógeno y es ahora un sitio de extensos farallones del Grupo Mitu y pre Mitu paleozoico, secuencias elevadas a altitudes que sobrepasan los 5000 m., su litología constituido esencialmente por areniscas rojizas arcósicas y conglomerados de clastos calcáreos, son muy comunes las intercalaciones de areniscas arcósicas conglomeradicas que contienen elementos volcánicos, poniendo en evidencia la coetaneidad entre vulcanismo y la deposición de material clástico. La potencia estimada de la secuencia es de 500 m. Acosta (2001), midió un espesor de 1370 m para el grupo Mitu en el área de Puno.

Palacios, (1993) menciona que las litologías más típicas del Grupo Mitu son areniscas arcósicas a sub arcósicas de grano fino a medio, así como grawackas. Estas rocas ocurren en capas de 30 cm de grosor con una laminación fina, estando intercalada con limolitas abigarradas rojas a verdes mostrando una fisilidad muy pobre. Las arenitas pueden presentar estructuras de sobrecarga dentro de unidades de fangolitas subyacentes.

Sanchez & Zapata (2001), incrementan la información sobre la litología de esta unidad, describiendo areniscas arcósicas, grawackas en estratos delgado y medianos intercaladas con limolitas rojizas y verdes y niveles lávicos de composición andesítica. Se establece en ambiente continental, depositado en

grábenes dentro de un sistema de Rifts (Kontak 1985 & Sempere, 2002). Comprende de facies rojas de abanicos aluviales y ríos proximales a distal, en las cuales se intercalan niveles de caliza, cuerpos evaporíticos, coladas volcánicas y grandes desprendimientos bloques de Olistolitos, evidenciando fallas activas en los bordes de los grabenes. (T. Sempere, H. Acosta & V. Carlotto, 2004).

#### **4.1.2.2. Segmento Mesozoico Y Cenozoico**

Compuesto por unidades estratigráficas que rellenan a la cuenca Putina en el periodo extensional y deposicional, posteriormente sufren estas unidades deformaciones, levantamientos y fallamiento debido a esfuerzos compresionales de la tectónica andina, después sucede la meteorización y erosión de las mismas unidades depositándose en ambientes intracontinentales.

##### **a) Formación Sipín (Jski-si)**

La Formación Sipín constituye la primera transgresión marina mesozoica al final del desarrollo del rift Permo-Triásico-Jurásico que comenzó con la deposición del grupo Mitu. A principio fueron asignados al grupo Copacabana por PetroAndes, sin embargo; la fuerte relación con el Grupo Mitu y las evaporitas encontradas por las perforaciones realizadas por PetroAndes, se confirma la veracidad de la Formación de Sipín desarrollado en una cuenca de rift del mesozoico. También cabe mencionar; que los carbonatos calcáreos perforados por PetroAndes (Well Coata 1X y Well Ayabacas 38-1X) se correlacionan la Formación Sipín.

Newell (1949), describió la sección típica de la Formación Sipín a 2,5 km al SO del pueblo de Pusi. La unidad en esta área consiste en un 33 m de piedra caliza gris denso localmente dolomítica intercalada con arenisca calcáreo gris a marrón. Varios autores han descrito la formación de Sipín en varias localidades de la región del altiplano y áreas vecinas. La unidad se compone de aproximadamente 15 m de calizas, calizas de marga y margas negras que se apoyan transicionalmente en areniscas blancas de grano fino y que subyacen a la formación Muni. En la zona de estudio se tiene calizas grises de 10 metros de

espesor que aflora junto a las lutitas de la formación Muni. Muchas de estos estratos se encuentran plegadas desordenadamente (fig. 47).

La formación Sipín está ausente en algunas partes de la zona de estudio, solo se observa sus afloramientos en la cuenca de Azángaro probablemente debido a la actividad de la falla Azángaro. Cabe destacar; que la litología de la formación Sipín presenta diferencia de las calizas de Ayabacas, pero son los únicos lechos calcáreos de la cuenca del Titicaca.



Figura 47. Afloramientos de calizas Sipín, dentro de la estructura de la fm. Muni.

Los bloques de calizas plegados de la formación Sipín que se observan en el núcleo de la formación Muni son la convicción de la intensa deformación debido al proceso del despegue tectónico y esfuerzos de levantamiento de la tectónica peruana.

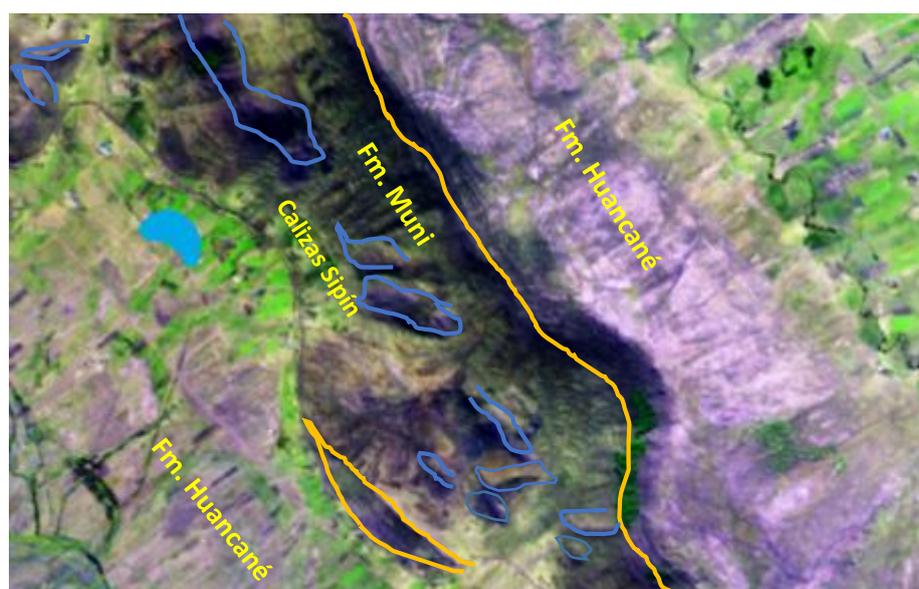
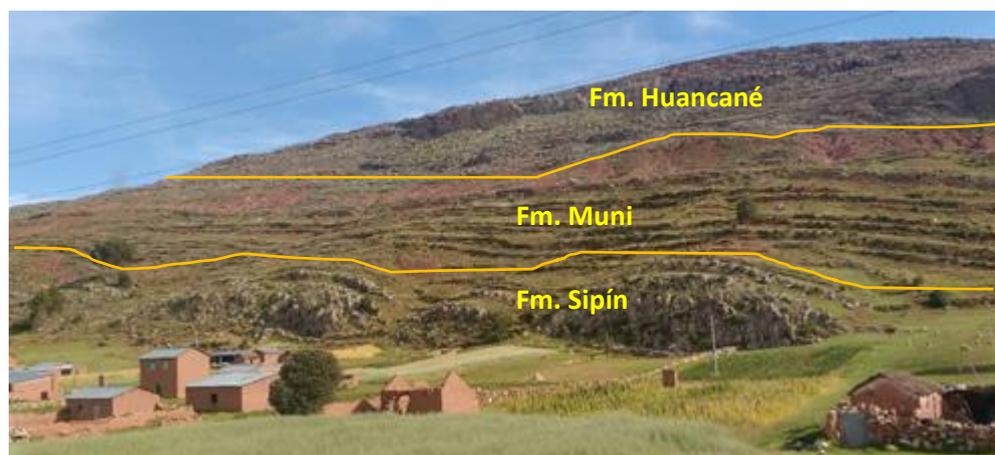


Figura 48. Afloramientos de calizas Sipín en el núcleo de un anticlinal tumbado.

## b) Formación Muni (Jski-mu)

La unidad estratigráfica se encuentra extendida longitudinal al Oeste del área de estudio y tiene una orientación Noroeste a Sureste, fue descrita por Newell (1945). La formación Muni suprayace a la formación Sipín y infrayace con discordancia erosional a la formación Huancané (fig. 49).



*Figura 49. Afloramiento de la formación Muni.*

La edad de la formación Muni es Upper Dogger a Malm temprano a mediados de la edad jurásica tardía se le asigna una fauna en la península, Pelecypods y los Ostreas de la edad pre-Cenomaniano del jurásico tardío. (N. Newell, 1949).

**Litología y potencia:** Consta esencialmente de lutitas rojas y abigarrada, principalmente colorante y gris, limoarcillitas y areniscas de color rojo ladrillo y areniscas grisáceas con incipientes huellas de estratificación laminar. Se tiene la presencia de yeso en forma cuerpos lenticulares. Entonces en esta unidad es común encontrar yeso y horizonte de caliza gris. Su espesor en la zona es aproximadamente de 100 - 250 m.

**Ambiente de Formación:** Es de ambiente marino marginal de la deposición. La formación Muni al sureste del pueblo de Azángaro es una secuencia rojiza compuesta por estratos delgados de arenisca blanca rojiza de grano fino a medio en matriz algo limoarcillítica; que se intercalan con estratos de limolitas arenosas de color rojo ladrillo de color ladrillo. INGEMMET en el desarrollo del Boletín 58 encontró en el puente del río Azángaro pequeñas fallas normales con saltos decimétricos que cortan la continuidad de un horizonte de 5 cm. de óxido de cobre.

En imágenes satelitales RapidEye (combinación de bandas espectrales R4, G5, B1) se puede diferenciar a la formación Muni, por que presenta una tonalidad verde parduzco y textura suave (fig. 50).

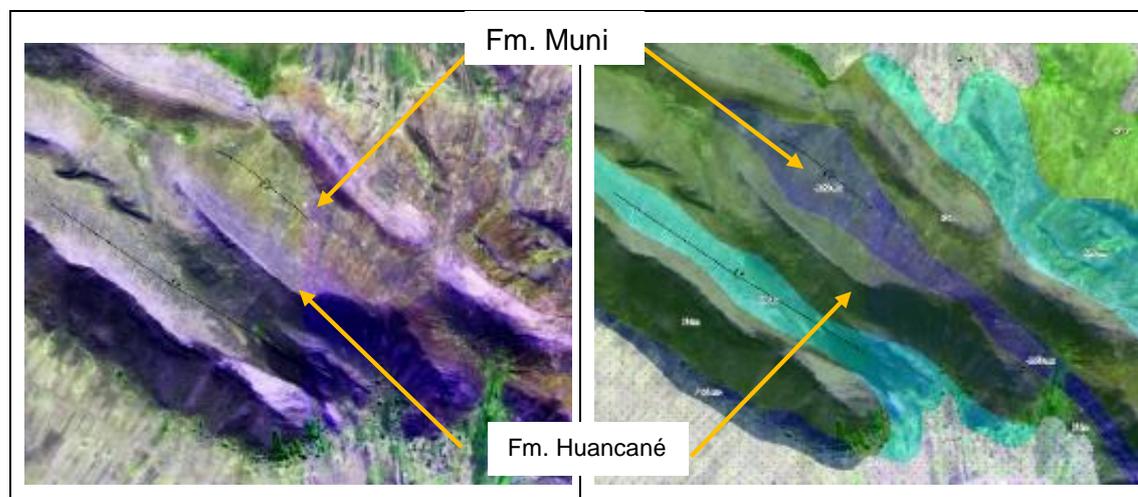


Figura 50. Realce de la formación Muni en imágenes satelitales RapidEye.

### c) Formación Huancané (Ki-hn)

Esta unidad estratigráfica fue estudiada por Newell (1945), la cual aflora al SO del área de estudio extendiéndose con rumbo andino (NW a SE). El contacto inferior con la Formación Muni es transicional, el contacto superior con la formación Huancané es concordante. Es una de las unidades estratigráficas más distribuidas en la región del Altiplano con mejores exposiciones en la faja plegada y corrida al SE del Altiplano.

Newell (1949), estableció a la formación Huancané una edad cretácico inferior para esta formación, pero Acosta H. (2001), de grado para un nivel jurásico (Malm). Sin embargo; diferentes autores como Audebeaud (1978), Laubacher G. (1978), Morocco R. & Laubacher G. (1990), Jaillard (1993) y otros concretan una edad cretácica. No obstante; la correlación moderna de las formaciones de la edad cretácea ha definido y aclarado su edad mediante el estudio de las repeticiones causadas por corrimiento y en consecuencia han degradado la propuesta de Newell y rescatando las definiciones de Acosta. Por lo tanto, las areniscas de la Formación Huancané se colocan como una formación de edad Jurásica tardía por su análogo cercanía al nivel inferior a la formación Muni (fig. 51).



*Figura 51. Superficie de contacto entre las formaciones Huancané y Muni.*

**Litología y ambiente de formación:** Newell, (1949) subdividió a la formación Huancané en tres subunidades, así también Candia & Carlotto, (1985) dividió en dos sub unidades en el presente trabajo se tomará este último:

Unidad inferior (10-50), está compuesta de areniscas conglomerádicas y areniscas cuarzosas y feldespáticas pardo rojizas a blanca, donde la base de los bancos presenta canales y la granulometría es decreciente. Presenta niveles finos de lutitas rojas, la cual indica la de transgresiones marinas.

Las areniscas cuarzosas, de grano grueso a fino, con granos sumamente redondeados, escarchados y bien ordenado, con láminas de estratificación cruzada y fosilífera. También compuestos por cuarcitas y cuarzo lechoso en una matriz arenosa gruesa. La unidad consta de una serie de engrosamiento y se tiene hacia arriba secuencias de areniscas cuarzosas de playa y areniscas eólicos.

En contacto con la formación Muni se encontró vetillas de cuarzo, que sugiere indicios de intrusión hidrotermal y dominio estructural en la zona (fig. 52).



*Figura 52. Vetillas de cuarzo en la superficie de contacto con formación Muni.*

La unidad superior (70-50m) se compone principalmente de areniscas duras estratificadas de colores marrones rojizos, de grano fino a medio. De ambiente eólico y facies de playa arenosas, masivas. La base de esta unidad puede ser localmente erosiva y marcada por bancos conglomerádicos.



*Figura 53. Cabalgamiento de la fm. Muni sobre la fm. Huancané.*

Los trabajos realizados por Newell (1949), Andebaud (1973), Morocco (1978) y Carlotto (1985), indican origen continental para las areniscas. Posteriormente Morocco & Carlotto (1987), asumen un origen litoral o deltaico, basados en observaciones locales de algunas estructuras sedimentarias. Sin embargo, según revisión bibliografía de estratigrafía de secuencias y análisis de la sedimentología detallado se concluye que es de ambiente litoral (facies de playa) donde los sedimentos llegan a través de la dinámica marina en una secuencia de transgresión de tipo onlap; sin embargo, se tiene niveles de facies pelíticas (lutita y arcillolita), la cual son producto de las transgresiones forzadas efímeras controlada por eustasia y la actividad tectónica. De igual forma se propone un sistema de depósito de tipo transgresivos para las areniscas de la formación Huancané, esto según la clasificación de Emery y Myers, (1996). Por lo tanto, en la figura 54 se observa las secuencias sedimentarias de tipo transgresivo.

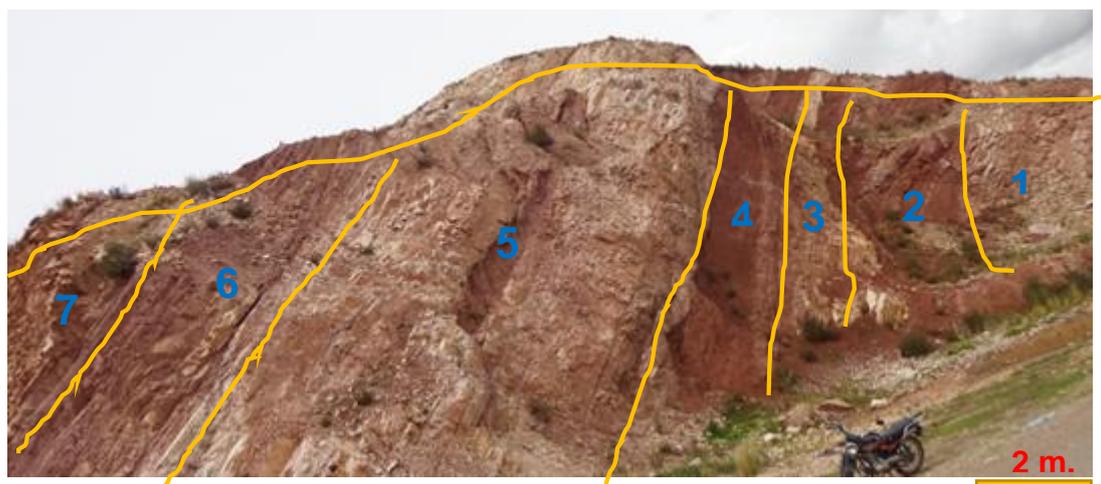


Figura 54. Estratigrafía de secuencias de la formación Huancané.

En la figura 54, se observa intercalación de estratos con arenisca cuarzosa (1,3,5) y lutitas – arenisca fina (2,4,6), la cual se formaron por la secuencia transgresiva y regresiva delimitada por superficies de erosión compuestas que incluyen discordancias subaeriales. La deformación y plegamiento de esta unidad sucede gracias a la tectónica de compresión.

Haciendo uso de las imágenes satelitales RapidEye para delimitación de zonas contacto, según su combinación de bandas espectrales R4, G5, B1 se observa la diferencia de tonalidad y textura entre ambas unidades, la formación Huancané se asemeja a una textura lineal - suave (fig. 55)

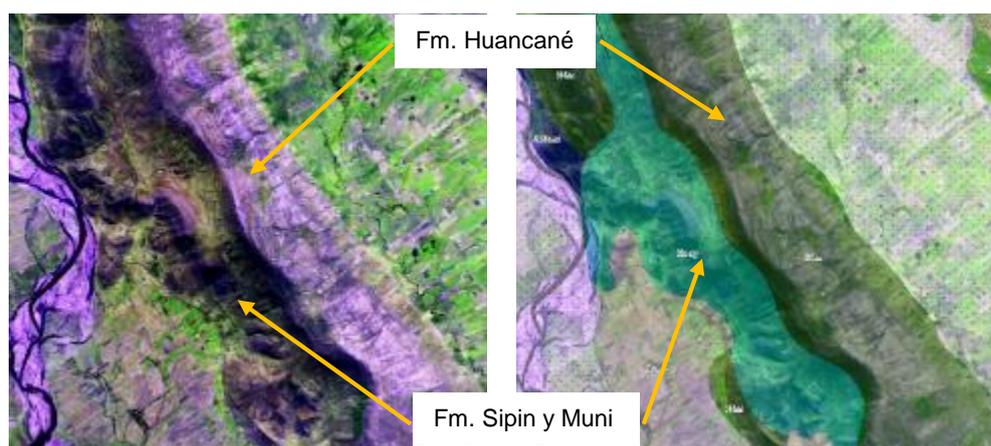


Figura 55. Resalte de la formación Huancané en imágenes satelitales RapidEye.

#### d) Formación Ayabacas (kis-ay)

La formación Ayabacas se distribuye sobre el altiplano según una dirección SE-NO, se presenta a veces en forma maciza, con brechas intraformacionales, estratos delgados intensamente replegados (melange).

Muchos autores hablan de Olistotromos, es decir acumulación de olistolitos después del deslizamiento y residimentada ubicándose en forma caótica en megabloques y brechificado. Sin embargo, la probable explicación de los olistotromos es la formación de las fajas plegadas corridas de Putina en el extremo NE del altiplano oriental.

Las calizas de Ayabacas es una unidad persistente de calizas ampliamente aflorando en la mayor parte de la cuenca de Titicaca, se encuentran altamente plegada, deforme y rota en desorden extremo constituyendo unos depósitos de Olistotromos visibles en números farallones de la región del altiplano, sin embargo; en la zona de estudio no se puede apreciar las calizas Ayabacas en gran magnitud solo de forma esporádica probablemente a la existencia del corrimiento tectónico.

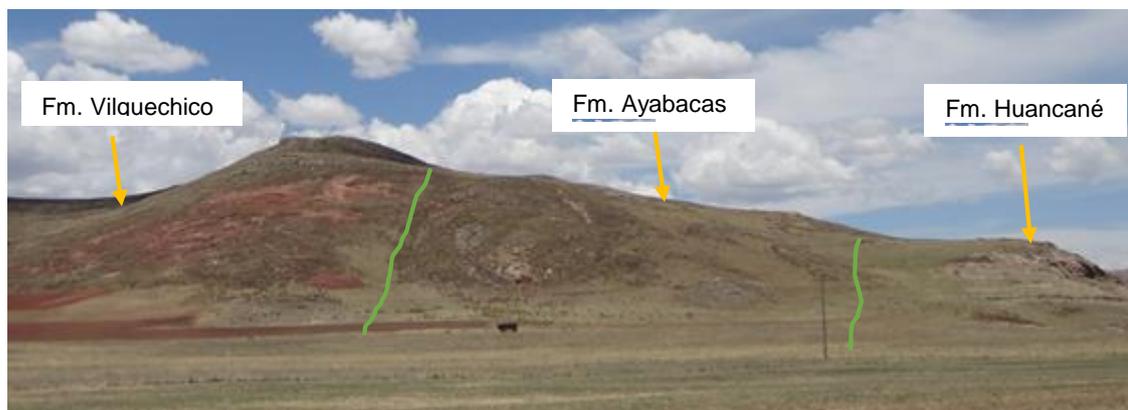
Para determinar la edad Newell (1949), realizó análisis paleontológico donde considera de edad Cretáceo medio específicamente entre Turoniana Superior y Coniaciano Temprano; por lo tanto, Sempere (2000) sugiere sobre el evento distensivo que dio origen al olistostromo del Ayabacas queda comprendido en el Coniaciano inferior.

**Litología y potencia:** Compuesta de caliza gris oscura criptocristalina, mudstone según la clasificación macroscópica de Dunham (1962), con escasa fauna marina y que alcanza un espesor entre 25 y 30 m.

INGEMMET (1995), realizó algunas secciones delgadas de rocas obteniéndose los siguientes: consisten cristales euhedrales de dolomita y calcita con lutitas de menos de 0.03mm. y una biomicrita, cuarzo sub angular a sub redondeado en granos de menos de 0.05 mm.

### Ambiente de Formación:

Es de ambiente marino, constituye la convicción más clara sobre veracidad de transgresiones marinas ya que las calizas se forman en ambientes más distales a la costa. Esta superficie de inundación máxima representan la secuencia de transgresión de tipo onlap perteneciente a un sistema de depósitos transgresivos que ocupó gran parte del Altiplano peruano y boliviano, posteriormente las secuencias estratigráficas son plegadas y corridas por la intervención de fases de levantamiento y tectónica de compresión.



*Figura 56. Superficies de contacto de la formación Ayabacas con la formación Vilquechico.*

### e) Formación Vilquechico (Ks-vi)

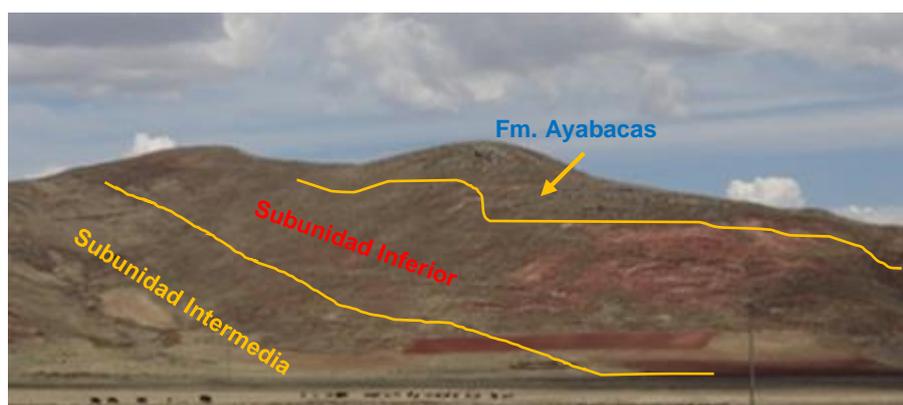
La formación Vilquechico fue definido por Newell (1949), El Grupo Vilquechico descansa sobre la Formación Ayabacas, sellando los olistolitos caóticos característicos de ésta, y subyace a la Formación Muñani. La unidad aflora en el eje de los sinclinales del corrimiento tectónico y también aflora en el sinclinal de Putina.

Edad asignada Campiano a Paleoceno Inferior. Newell (1949), atribuyéndola al cretáceo superior por una fauna encontrada en la parte media de esta formación.

**Litología y potencia:** Según Jaillard (1993), comprende tres formaciones, Formación Vilquechico Inferior, Media, Superior; las cuales una litología, trama y textura fotogramétrica diferente, cuyas subunidades componen las rocas pelíticas con conmutaciones en el color según el perfil estratigráfico; así, como la distinción de litología mediante las ondas de los sensores remotos. Su

litología genérica consiste en areniscas finas, lutitas, calizas y dolomías; cuyo color vario a lo largo del perfil estratigráfico. Como a continuación mostramos más detalladamente las tres subunidades.

Subunidad inferior (0-35m): presenta en su base un miembro arenoso compuesto de areniscas arcillosas rojas. Estas areniscas sellan la formación ayabacas. Sobre yacen las lutitas rojas (aspecto abigarrado) y lutitas verdosas yesíferas. Esta subunidad junto a la subunidad intermedia se caracteriza por su incompetencia estructural y solubilidad la existencia del corrimiento tectónico local y también cabalgamientos, así como Newell (1949) menciona la existencia de “Azángaro Overthrust” y Thierry Sempere (2004) indica que el sinclinorio putina está roto por la margen NW, la cual probablemente sean por la estrecha faja de cabalgamientos.



*Figura 57. Superficie de contacto entre las subunidades inferior e intermedia de la formación Vilquechico.*

Subunidad Intermedia (35-270m): su base está marcada por un miembro arenoso de aproximadamente 15 metros. Sobre yacen varias decenas de metros de facies pelíticas grises a verdosas, en las cuales se encuentra un miembro característico de lutitas negras con delgadas intercalaciones carbonatadas. Más arriba la sucesión continua con estratificaciones de pelitas rojas y verdosas. La presencia de lutitas negras y delgadas capas de caliza indican la culminación de las secuencias de transgresión de tipo onlap.

Subunidad superior (270-550m): comienza con arenisca de grano medio a gruesos en bancos, sobre yacen pelitas mayormente verdosas. En la última decena de metros de la formación, las pelitas se vuelven violáceas, estas

areniscas contienen en la parte superior areniscas calcáreas. Las subunidades de la formación Vilquechico superior está separada de la subunidad intermedia por una leve discontinuidad erosiva. En esta etapa se empiezan las secuencias regresivas donde los sedimentos se depositan de forma progradación por los inicios del levantamiento de la cuenca Putina por la fase peruana.

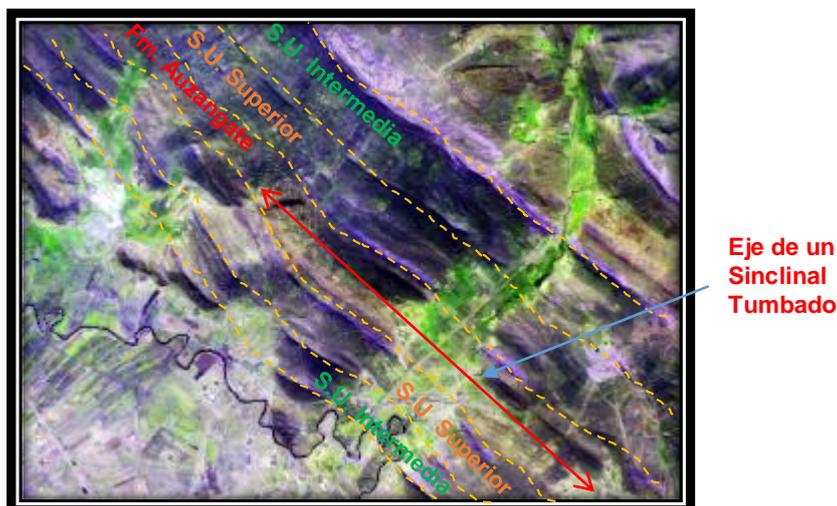


Figura 58. Sinclinal echado de la formación Vilquechico.

**Ambiente de Formación:** Las características sedimentarias de esta formación indican un ambiente marino. Pero la unidad inferior con una sedimentación roja muy fina corresponde a interferencia marino – continental.

Estas rocas pelíticas se depositaron en ambientes de llanura aluvial distal, llanura costera, y/o marino restringido y somero.

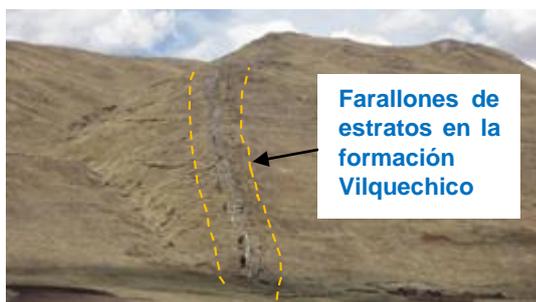


Figura 59. Tectónica de la formación Vilquechico.

En la figura 59 se observa farallones de rocas metamorizadas con presencia de minerales metálicos e hidrotermales, las cuales explican el intenso cabalgamiento del corrimiento tectónico. Los farallones son superficies de contacto por donde se desplazaron las subunidades de la formación Vilquechico.

#### f) Formación Auzangate (Ksp-au)

Aflora en los centros poblados de Janajquia, Llacchata, y otros al Oeste de la provincia de Azángaro. Se presenta casi siempre en contacto con la formación Vilquechico, algunos autores denominan como vilquechico superior, sin embargo; INGEMMET (estudio geológico del cuadrángulo 30-V, 1995), se estableció la formación Auzangate, por la cual se corrobora mediante análisis, uso de imágenes satelitales. Esta unidad se encuentra casi siempre en los ejes de los pliegues, convergencia hacia el Noroeste. Se distingue por las tonalidades verde rojizas y textura suave según la combinación de bandas R4, G5 y B1 de la imagen satelital RapidEye. Compuesta de areniscas arcósicas, lodolitas y limoarcillitas de coloración rojiza.



*Figura 60. Afloramientos de la formación Auzangate en el núcleo del pliegue encogidos.*

#### g) Formación Muñani (P- mu)

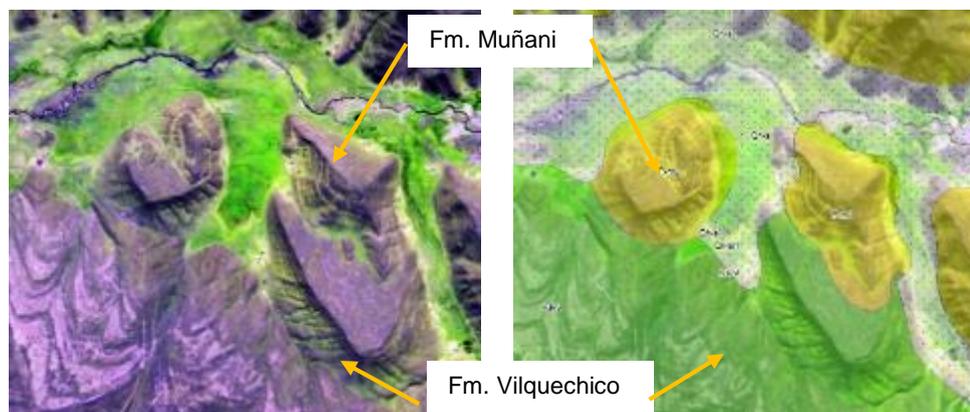
Esta unidad fue descrita por primera vez por Newell (1949) y Palacios, (1993), Aflora circundantes de la ciudad de Muñani nombre del cual proviene, se ubica en el borde Este del antiguo cuenca de Putina.

En algunas partes reposando concordantemente sobre la formación Vilquechico asignándose una edad de Cretácico Superior. Newell (1949) y Palacios, (1993), asignaron una edad Paleoceno – Eoceno, en todo caso lo que si es cierto es que la edad de esta formación se encuentra entre Cretácico superior y Paleoceno.

**Litología y potencia:** Consiste en areniscas anaranjadas a marrón rojizo, gradación de grano grueso a fino con estratificación cruzada de canal y niveles de lutitas rojas. Con un desarrollo irregular de cuarzo secundario como cemento

que da lugar a rasgos escarpados. En algunos lugares la arenisca se halla completamente recristalizada a una cuarcita purpura.

**Ambiente de Formación:** Según las características sedimentarias y litológicas esta formación sugiere un ambiente fluvio-continental.



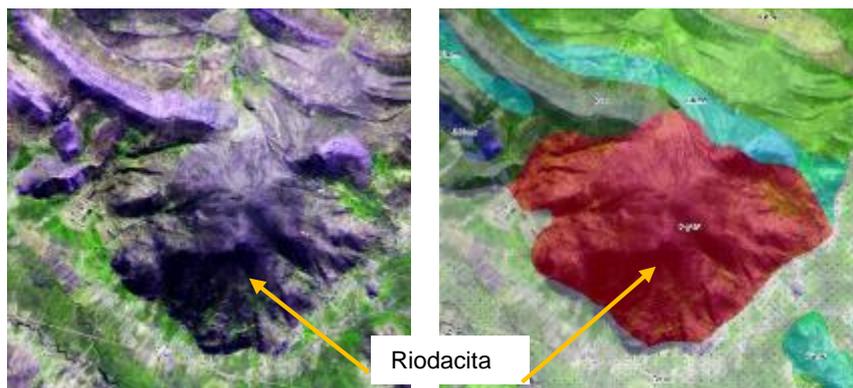
*Figura 61. Superficies de contacto concordante de la fm. Muñani sobre fm. Vilquechico.*

#### **h) Rocas intrusivas**

Compuesto por rocas subvolcánicas afloran en pequeños cuerpos emplazados durante el Cretácico superior al Paleógeno.

#### **Intrusivo de Yajchata**

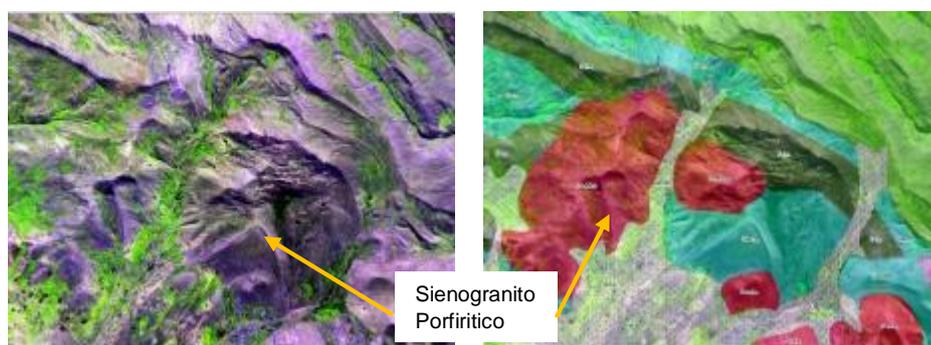
El intrusivo aflora en la comunidad Yajchata del distrito de Azángaro, con coordenadas E-383429, N-8349220 y altitud de 3900 a 4400 msnm. Su litología es Riodacita, se puede reconocer claramente mediante una imagen satelital RapidEye por su textura amorfo botroidal, tonalidad gris oscuro y drenaje radial; así como se observa en la imagen.



*Figura 62. Afloramientos del intrusivo Yajchata.*

### **Intrusivos Calacala**

Los intrusivos Calacala aflora entre las comunidades de Orcopiña y Machacoyo con coordenadas UTM E: 392763 y N: 8343298, está conformado por varios cuerpos ígneos subvolcanicos. Su litología es sienogranito Porfirítico, se encuentra en contacto con las calizas de la formación ayabacas, por la cual podrían existir minerales de skarn.



*Figura 63. Afloramientos del intrusivo Calacala.*

### **Intrusivo de Tontoquere**

Están expuestos en cerro Tontoquere y Quequerana que se localiza en el límite del distrito Azángaro y Santiago de Pupuja (366000-8344000, datum WGS84).

La roca tiene color gris claro a marrón, de grano fino a medio y textura porfirítica y granular. Presenta alteración débil; silicificación, cloritización, argilitización y seritización. Su litología es Latiandesita.

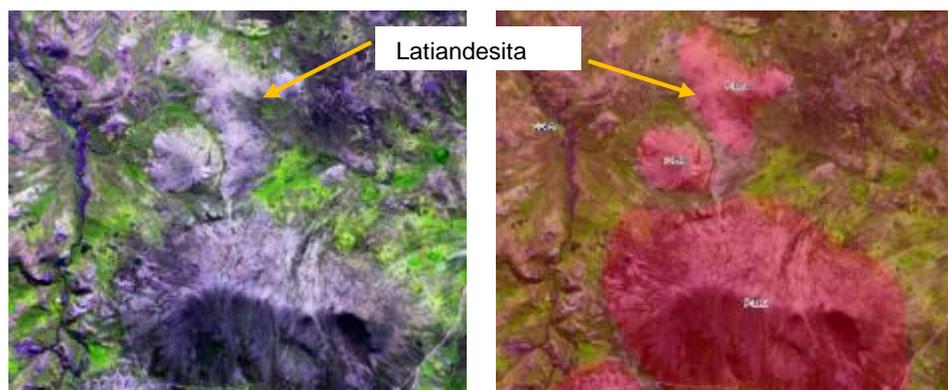


Figura 64. Afloramientos del intrusivo Tontoquere.

### i) Formación Azángaro (NQ-AZ)

Fue descrita por primera vez por Newell (1949), como “depósitos lacustres del Rio Azángaro” y Palacios (1993), lo eleva al rango de formación, Por lo tanto, aflora en su gran extensión, en el distrito de Azángaro; se establece una edad intermedia entre pliocena y pleistocena.

Depósitos antiguos lacustres fueron llamados depósitos de Mataro, y se deposita en este paleolago Ballivian, posee máxima extensión después del evento glaciar Calvario con espesor de 50 m. según (Lavenu, 1989). Este evento glaciar Calvario produjo gran erosión y deposición de los sedimentos en el paleolago, dichos sedimentos formaron unidades geológicas conocida actualmente como la Formación Azángaro.

**Litología y Potencia:** El depósito está compuesto de lodolitas, arcillolitas, limolitas, también por areniscas finas rojizo. Existe alternancia de niveles arcillosos con arenas y gravas, con espesor de 50 m.

Varios autores y Newell mismo los mencionan indicaciones que antiguo lago Titicaca o El lago Ballivian perduró en elevaciones hasta 150m por encima de lago actual de 3,813 m.

El límite superior de arcillas lacustres ha sido observado y contorneado a 3900 m en Rio Azángaro, Pucara, Putina e llave y NW de pueblo Rosaspata. La terraza se inclina para el lago Titicaca de 3900 - 3915 m a 3880 m cerca de Chupa simplemente al norte del lago Arapa (Newell, 1949).

**Ambiente de Formación:** Ambiente lacustre continental, parece haberse formado en los extintos lago Ballivian y Minchin que abarco casi toda la extensión del altiplano.

#### **j) Sedimentos cuaternarios (Qh-al/fl)**

##### **Depósitos aluviales (Qh-al)**

Depósitos de gravas y arenas mal seleccionadas en matriz arenolimosas incluye depósitos de terrazas. Estos depósitos se encuentran relacionados a fondos de valle, llanuras y laderas de montaña, aquí se observan litologías como: arcillas y limos, arenas y gravas no consolidadas depositadas por la corriente de los ríos flujos de agua y corriente laminares todas ellas incluyen sedimentos fluviales y coluviales (Palacios, 1993). Depósitos aluviales suprayecen a los sedimentos de la Formación Azángaro, esencialmente está constituido por limos y arcillas retrabajadas de las unidades del plioceno.

##### **Depósitos fluviales (Qh-fl)**

Comprende los depósitos actuales de cantos rodados que están compuestos por gravas y arenas ubicados en los lechos de los ríos; estos depósitos se asocian a zonas con variaciones de flujo de caudal de los ríos. Los sedimentos producto del tránsito aguas abajo que se activan durante las precipitaciones pluviales. Así, como los depósitos fluviales encontrados en el rio Azángaro (cuenca Ramis).

#### **k) Depósito salino de San Juan de Salinas**

Los depósitos de sal se ubican en la laguna de centro poblado de San Juan de Salinas a 15 km hacia el NW del lago Arapa, donde el mineral halita es extraída de las canteras. La presencia de este mineral recristalizada en la superficie de esta laguna salada. Probablemente es un indicativo de depósitos de sal en el subsuelo que es una fuente de alimentación para esta cantera, el cual se refiriere a miles de metros de sal enterradas bajo la superficie y estarían formando Doms Salinos para aflorar y formar depósitos de sal que hoy conocemos.



Figura 65. Laguna de San Juan de Salinas.

La empresa Yugank – PetroAndes perforo tres modernos pozos encontraron evaporitas, dichos pozos se llamaba Coata 1X, Coata 2X y Ayabacas 1X entre los años 1995 y 1997. Las evaporitas se encuentran compuesta por sal, anhidrita y yeso. Haciendo referencia a cada uno de los pozos; Ayabacas 38-1X perforó dos secciones de 394 y 260 m de espesor de yeso, anhidritas, sal y pizarras coronadas por carbonatos de la Formación Sipín. El pozo Coata 1-X perforó 665 m. de una sección similar con carbonatos y sin yeso también superpuesta por los carbonatos de Formación de Sipin. El Pozo Coata 2X encontró una sección gruesa de 1.255 m de sal y pizarras.

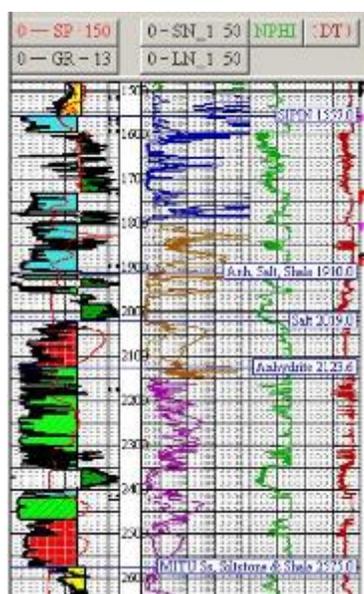


Figura 66. Perfiles del pozo Coata 2x, Azul = piedra caliza, rojo = sal, verde claro = anhidrita y yeso, amarillo = cong y Ss y verde profundo = pizarra.

**Fuente:** Perupetro S. A., 2008.

La edad de las evaporitas no se especifica, pero PetroAndes en sus perforaciones encontró en el lecho Pérmico / jurásico según los perfiles (fig. 66),

las evaporitas se encuentran suprayaciendo al grupo Mitu y por debajo de la formación Sipín, así también se puede notar aproximadamente 100 m. de espesor de mineral halita. Los depósitos de sal deben formar un potencial juego de hidrocarburos que necesita ser definido con sismica moderna.

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	LITOLOGIA	DESCRIPCION	MAGMATISMO		
						VULCANISMO	PLUTONISMO	
CENOZOICO	NEOGENO	PLIO-CUATERNARIO	DEPOSITOS RECIENTES					
			FORMACION AZANGARO		Limos laminados con algunos niveles de areniscas con estratificación cruzada			
		MIOCENO						
	OLIGOCENO	Sup.	FORMACION AYAVIRI					
		Inf.						
	PALEOGENO	EOCENO	FORMACION MUNANI			Intercalación de limolitas rojas y areniscas granoestrato crecientes a la base se encuentra en algunos lugares una colada volcanica de naturaleza basaltica. más arriba se tiene la presencia de una unidad evaporitica denominada Miembro La Cabaña		
		PALEOCENO	SUPERIOR					
		INFERIOR						
	CRETACICO	SUPERIOR	GRUPO VILQUECHICO	FORMACION VILQUECHICO SUPERIOR		Intercalación de lutitas rojas, verdes, y moradas, en la base un delgado nivel de areniscas cuarzosas		
FORMACION VILQUECHICO MEDIO					Intercalación de lutitas rojas, verdes, negras y moradascon un nivel delgado de areniscas cuarzosas			
FORMACION VILQUECHICO INFERIOR					Lutitas abigarradas			
		FORMACION AYABACAS		Olistolitos de rocas calizas, areniscas y lutitas, algunas veces se tienen rocas pizarras y cuarcitas dentro de la masa de los olistolitos				
INFERIOR		GRUPO YANAOCO	Unidad Superior Em. Angostura		Conglomerados, areniscas y limolitas estratificados, en paso progresivo a calizas grices			
MESOZOICO	JURASICO	MALM	FORMACION HUANCANE		Areniscas cuarzosas y conglomerados de medio fluvial, hacia el techo areniscas cuarzosas de medio eólico			
		DOGGER	FORMACION MUNI		Intercalacion de limolitas y areniscas granoestratoecientes			
			FORMACION HUAMBTUCO		Calizas negras masivas y laminadas interestratificadas con delgados bancos de lutitas negras			
		FORMACION SIPIN		Conglomerados con clastos de cuarcita con matriz arenosa				
	LIAS	FORMACION QUILCAPUNCO		Areniscas cuarzosas estratificadas, con laminaciones de ambiente eólico y fluvial				
	TRIASICO	GRUPO MITU	Sec. IX		Limolitas, areniscas y coladas volcanicas			
			Sec. VIII		Limolitas y areniscas granoestratoecientes			
			Sec. VII		Conglomerados con clastos de cuarcita dentro de una matriz arenosa			
			Sec. VI		Limolitas de color anaranjado			
			Sec. V		Calizas gris oscuras masivas algo fosiliferas			
Sec. IV				intercalacion de limolitas y areniscas				
Sec. III				Yesos de color blanco, a la base limolitas de color rojo				
PALEOZOICO	PERMICO	Superior		conglomerados con clastos de calizas				
		Inferior		Olistolitos de rocas pizarras, intercalacion de limolitas y areniscas				
	CARBONIFERO	Superior	GRUPO TARMA-COPACABANA	Formación Copacabana		Calizas grices fosiliferas, abundantes cherts, lutitas negras fosiliferas		
		Inferior		Formación Tarma		Areniscas de color verde		
		GRUPO AMBO			Areniscas y conglomerados con matriz limosa micacea			
Siluro-Devoniano	GRUPO CABANILLAS			Pizarras negras intercaladas con cuarcitas de color blanco				

Figura 67. Columna estratigráfica generalizada del Norte del Lago Titicaca.

Fuente: Acosta H., 2001.

ERATERMA	SISTEMA	SERIE	UNIDADES LITOESTRATIGRAFICAS	Simb.	LITOLOGIA	TECTÓNICA	DESCRIPCIÓN
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holocena	Dep. Aluviales	Qh-al		Intramontañosa	Gravas, arenas en matriz arenolimosas.
		Pleistocena	Dep. fluvioglaciares	Qh-fg			Bloques subangulosos a subredondeados de tamaño heterogeneo.
			dep. Morrenicos	Qpl-mo			Bloques y gravas angulosas en matriz arenosa limosas.
	PALEOGENO (Terciario inferior)	Plioceno	Fm. Azángaro	NQ-az			Lodolitas, arcillolitas, limitas y areniscas limosas de color rojizo.
		Mioceno	Gpo. Tacaza	PN-ta			Flujos andesíticos , tobas y brechas volcanicas.
		Oligoceno Eoceno Paleoceno	Gpo. Puno	P-pu			Conglomerados y arenisca de grano grueso, limolitas y delgados niveles tobaceos.
MESOZOICO	CRETACICO	Superior	Fm. Auzangate	Ksp-au	Cuenca de antepais andino	2do Corrimiento	Areniscas arcóscicas, lodolitas y limoarcillitas.
			Fm. Viquechicho	Inferior			Ks-vi
		Medio	Inferior	Kis-ay			
			Superior				Limoarcillitas y lutitas de color gris con niveles de arenisca.
	Inferior	Fm. Ayabacas	Ks-ay	Calizas gris oscura con niveles de dolomias.			
		Fm. Huancañab		Inferior	Ki-hn	Areniscas conglomeradicas y areniscas cuarzosas y feldespaticas	
	JURASICO	Malm	Superior	Ki-hn		Areniscas compactas de color marrón rojizos.	
		Dogger	Fm. Muni		JsKi-mu	Lutitas rojas abigarradas, limoarcillitas y areniscas.	
			Fm. Sipín		JsKi-si	Calizas de color gris intercaladas con arenisca calcarea.	
	Lias	Gpo. Mitu	PsT-mi	PsT-mi	Tectonica extensional	Areniscas arcoscicas, grauwacas y limolitas rojizas.	
							TRIÁSICO
	PALEOZOICO	PERMICO	Superior	Series del paleozoico	Cuenca antepais	Rocas del paleozoico	
Inferior							
Carbonifero Silúrico Devónico							

Figura 68. Columna estratigráfica de la cuenca Putina,

## 4.2 ESTILO ESTRUCTURAL DE LA CUENCA PUTINA

### 4.2.1 DESCRIPCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS

El mapeo geológico realizado mediante tratamiento automatizado de imágenes satelitales y trabajos de campo en el área de estudio permitió registrar numerosas estructuras tectónicas con rumbo dominante NW – SE. Estas estructuras muchas veces fueron interrumpidas por fallamientos, corrimientos y cuerpos intrusivos. Para la descripción del presente trabajo se consideró las estructuras más representativas por su dimensión e importancia evolutiva. A continuación, se presenta a describir las estructuras geológicas según su grado importancia.

#### 4.2.1.1. Sinclinal de Putina (SP)

Esta estructura es un sinclinal es una estructura cuyas dimensiones son: ancho es 12 km y su largo pasa los 30 km. Se localiza a la espalda de la ciudad de

Putina, exactamente en las pampas de Huayllapata y localidad de Chillimure (fig. 69). Es un sinclinal asimétrico abierta que su flanco Oeste tiene flexión NE mientras su flanco Este termina casi verticalmente, afectado por fallas de rumbo de la cordillera oriental y el lado NW termina siendo interrumpido por el corrimiento Azángaro. Este sinclinal está enterrado por la cobertura cuaternaria, por eso solo se puede diferenciar sus dimensiones mediante uso de imágenes satelitales.

El núcleo de esta estructura está compuesto de la formación Auzangate y Vilquechico sus flancos son representados por la formación Ayabacas, formación Huancané y formación Muni como nivel de despegue. Su eje tiene una orientación NW – SE.



*Figura 69. Sinclinal de Putina.*

#### **4.2.1.2. Anticlinales Tumbados de Arapa (ATA)**

Estas estructuras se localizan en los distritos de Arapa y centro poblado de San Juan de Salinas adyacente al lado NE de la laguna de salinas.

En este grupo de anticlinales tumbados se llama así, porque uno sus flancos están acostados hacia un mismo sentido, en realidad existen dos más representativos por su mayor dimensión, 18 y 25 de largo, y ancho 1.5 -2.0 km. son estructuras con uno de los flancos echados y vergencia hacia SW, porque probablemente exista un domo salino en proceso de afloramiento que estaría deformando la estructura en al flanco NW (fig.70).

Se considera como pliegues despegados (detachment folds) por que no están asociados con una rampa de falla, como los pliegues de flexión o propagación de falla, si no que se forman en relación con un cabalgamiento paralelo a las

capas (despegue). Estas estructuras tienen como nivel de despegue inferior a las rocas dúctiles de la formación Muni.

En muchos de estos pliegues acostados la charnela fue erosionado por lo que núcleo de estas estructuras se encuentra aflorando en la parte superior y las unidades estratigráficas continuas en la parte de los flancos echados hacia el NE.



*Figura 70. Anticlinales echados de Arapa.*

#### **4.2.1.3. Sinclinal de San Juan de Salinas (SSJS)**

Esta estructura se localiza en el pueblo de San Juan de Salinas y la localidad de Millipunco, es un pliegue cerrado hacia el lado Oeste buzando casi verticalmente, mientras que al lado Este tiene convergencia hacia NE, sin embargo; tiene mucha importancia por que participa en la actividad evolutiva del diapiro salino, porque se encuentra en medio de estas estructuras, fracturando a las rocas adyacentes y aflora en medio de la laguna de Salinas (Cantera de sal).

Este sinclinal se forma al lado Sur del pueblo de Salinas con dimensiones aproximados 2.9 por 7.5 km. donde la parte superior del eje sinclinal fue interrumpido por el diapiro salino, la cual inclinó las rocas adyacentes hacia el NE formando una estructura algo echada en sus flancos.

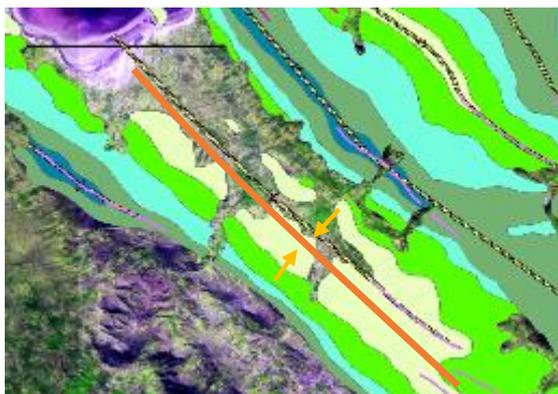


Figura 71. Sinclinal de San Juan de Salinas.

#### 4.2.1.4. Plegamientos de Azángaro (PA)

Conforma un conjunto de pliegues apretados, inclinados y triangulares, falladas y muy apretadas los anticlinales que perdieron su forma, posee zonas triangulares echadas, donde algunos de sus flancos están casi verticales. Ubicado dentro de la zona del corrimiento. La orientación de sus ejes hacia NW – SE. Conformado por sinclinales de Yacjchata, Janacquia, Tintiri y Condoryri.

Estas estructuras están compuestas mayormente por la formación Vilquechico y Auzangate. Muchos de estos pliegues están fallados en sus bordes laterales por que presentan aberturas las cuales fueron rellenadas por fluidos hidrotermales (fig. 58).

#### 4.2.1.5. Falla Yajchata – Calacala (FLLC)

Se ubica en la zona del mismo nombre, son fallas transcurrentes dextrales que desplaza hacia el NW y buzamiento hacia el Noreste, la evidencia de su existencia se da mediante el análisis de imágenes satelitales RapidEye (combinación de bandas, R:4, G:5 y B:1), micro plegamientos y fallamientos locales de las rocas arcillosas y carbonatadas, así como la presencia y alineamiento de cuerpos ígneos ratifican esta hipótesis. Está conformado por un sistema de fallas con un mismo fin. Posiblemente estas fallas tuvieron mucho que ver en las intrusiones de cuerpos ígneos como riodacitas de Yajchata y sienogranito de Calacala.

#### 4.2.1.6. Falla Carcapunco – Catacora (FCC)

Esta discontinuidad se determina gracias a los trabajos de campo y connotación por imágenes satelitales ya mencionadas, la presencia de espejos de fallas y una discontinuidad estratigráfica ratifican su veracidad. Esta falla trajo consigo soluciones hidrotermales que se depositan en pequeñas vetillas dentro de la formación Vilquechico y Auzangate.

Tiene una orientación NW-SE con una longitud inferida 14 km el sentido de desplazamiento es tipo normal, tensional. Su actividad es posterior al corrimiento de la unidad tectónica de Azángaro.

Es una de las fallas más representativas de este trabajo por que determina la evolución del desplazamiento de algunas unidades.

#### 4.2.1.7. Falla Azángaro – Huancané (FAH)

La falla Azángaro - Huancané se extiende paralelo a sistema fallas Sicuani – Ayaviri, con orientación NW – SE, se ubica al margen Oeste de la provincia Azángaro. Pone limite al corrimiento tectónico que son las fajas plegadas y corridas de Putina, es un tipo de falla transcurrente a inversa que pone en afloramiento a la formación Sipín en todo su eje. Dicha estructura genero fracturamiento de la roca donde se forman cuerpos intrusivos, además en el trayecto de su eje se tiene la presencia de geiseres de aguas termales “llamado baños termales Juntuma” y manantiales con agua carbónico (llamado el lugar propiamente dicho “Socosani”).



*Figura 72. Plegamiento de calizas Sipín por movimiento transcurrente de la falla Azángaro – Huancané.*

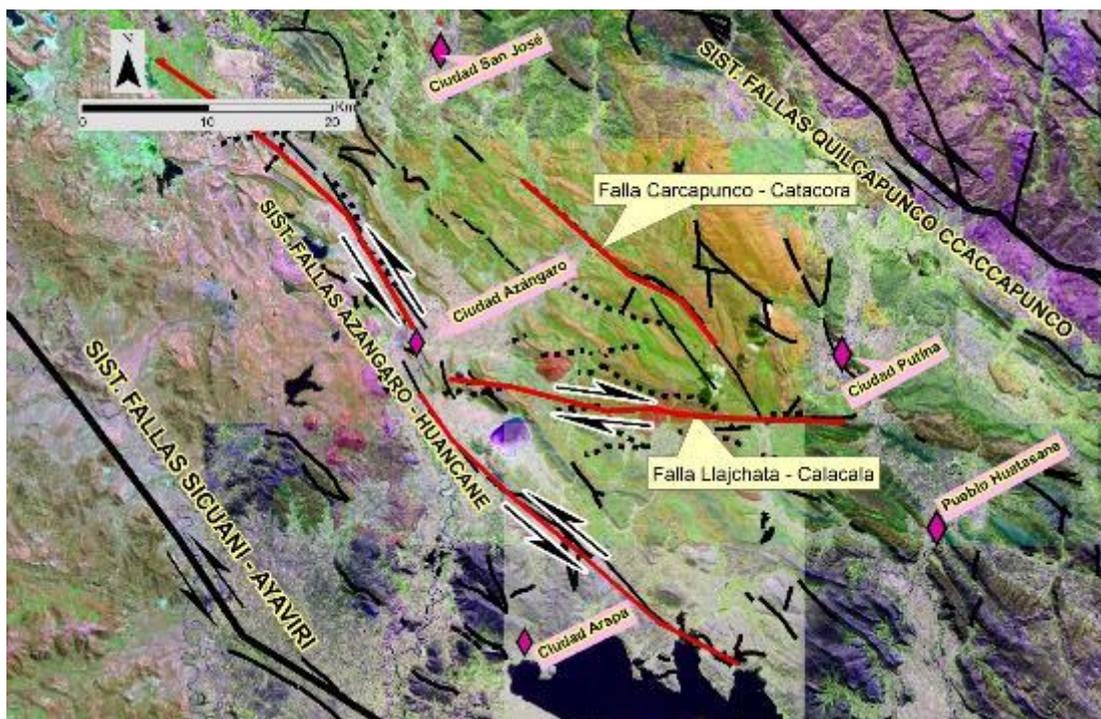


Figura 73. Sistema de fallas locales y regionales.

#### 4.2.2. PROPUESTAS DEL ESTILO ESTRUCTURAL

Según la recopilación de la data, información de campo, análisis sistemático de imágenes satelitales RapidEye (combinación de bandas espectrales R4, G5 y B1) y filtro de información gráfica se plantean tres componentes que forman parte del estilo estructural en la zona de investigación. Las cuales se menciona a continuación; el sistema de fajas plegadas y corridas su zona de despegue temprano y el segundo corresponde a un sistema de corrimiento tectónico superior, ambos no llegan a alcanzar a una barrera paleozoica (alto estructural Azángaro - Ayaviri).

##### 4.2.2.1. Sistema de Fajas Corridas y Plegadas Putina (SFCP)

Su ubicación es entre las rocas paleozoicas de la cordillera oriental y alto estructural Azángaro - Ayaviri, ocupando las superficies de las provincias de Azángaro, Putina y Huancané. Estructuralmente ubicado entre las fallas Nuñoa-Azángaro y el sistema de fallas Quilcapunco-Ccaccapunco.

Newell (1949), menciona que en la mayoría de las localidades las rocas cretácicas del sinclinatorio de Putina se muestran empujadas en pliegues bien cerrados sobre la superficie paleozoica.

El sistema está conformado por un conjunto de rocas del mesozoicos y un sistema de fallas con dirección NO-SE convergentes al Suroeste con su nivel de despegue la formación Muni. Sempere (2000), indica en sus artículos, así como Chapple (1978), enfatizo la información, cristallini (1998) también realiza un ensayo experimental con una topadora y un montículo de arena (fig. 2) determinando que las rocas necesitan alcanzar un ángulo crítico antes llegar al corrimiento tectónico, así como también indica que existe corrimientos fuera de secuencia cuando existe un obstáculo genera deformación interna y corta secuencia arriba generando convergencia superior.

Para asignarle una clasificación se tomará de Cristallini (1998), que da mención las fajas plegadas y corridas (FPC) sintéticas y antitéticas, se diferencian ambos porque en las FPC sintéticas la mayoría de las fallas y planos axiales se buzcan en la misma dirección que la zona de subducción, y antitética hacia una dirección opuesta. Así también; Roeder (1988), clasifico a las fajas plegadas y corridas en: Antitéticas: se ubican en el retroarco de un margen convergente y Sintéticas: se da en zonas de colisión o complejos de subducción (fig. 3.a). Sin embargo, la FPC de Putina se ubican en la zona de antepais y de tipo antitética por se inclinan en dirección contraria a las estructuras desarrolladas en la zona de subducción.

Otras clasificaciones son de Roders y Cristallini (1998), que se puede adecuar en esta investigación, se basa en las FPC de piel fina, son aquellas en donde participa una delgada capa de sedimentos, los niveles basales de despegue de este grupo no exceden los 7-8 km de profundidad a comparación de las PFC de piel gruesa que involucran el basamento y niveles corticales de 10 – 15 km de profundidad, que implican tectonismo de colisión (zona se subducción), como la FPC de piel gruesa de precordillera central y occidental, así como retrocorrimientos de la cuenca Ene.

Según algunos autores las FPC necesariamente deben tener un sistema de corrimientos y pliegues para que sean considerados tal como su nombre indica. El sistema de fajas corridas y plegadas se origina con la activación de la falla Quilcapunco - Ccaccapunco que se sitúa al pie de la cordillera oriental y también por el exceso de peso de sedimentos en la plataforma de la cuenca. Por lo tanto, se inició por la activación de la falla y el colapso de estas unidades estratigráficas

formando un sistema de corrimientos y plegamientos sobre un nivel de despegue con traslado aproximado de 40 km, muchas veces acompañado por cabalgamientos.

Según la clasificación de Boyer & Elliott (fig. 11), en esta primera parte tectónica se puede indicar que las estructuras desarrollaron el sistema imbricado, donde la falla Azángaro – Huancané son el límite de este desarrollo, muchas de estas estructuras terminan en corrimientos (fig. 74).

Como material de despegue se tiene a las limoarcillitas y lutitas de la formación Muni, en el basamento se tiene unidades del paleozoico como Grupo Mitu y Ambo. Los indicios de su actividad se ubican en los lados bordes de este paleocuenca, sus dimensiones son muchos mayores que la estructura suprayacente.



Figura 74. Faja plegada y corrida de Putina.

#### 4.2.2.2. Corrimiento Tectónico Azángaro (CTA)

Newell (1949), indica la existencia de la zona llamada Azángaro Overthrust, denominando como zona de cabalgamiento, no obstante; se refieren a las unidades que se desplazaron hacia SE sobre un material rocoso de despegue aflorando al occidente del pueblo de Muñani. Así, también T. Sempere, H. Acosta & V. Carloto (2004), menciona la existencia del siclinorio de Putina, que está roto a lo largo de su eje por una estrecha faja de cabalgamiento (fig. 59), la cual en este estudio corroboramos que se trata de las estructuras desarrolladas por el CTA (fig. 75)

En este segundo lapso solo involucra un sistema de corrimiento con deformación de los pliegues de las FPC preliminares, el CTA suprayace al primer corrimiento en la cuenca Putina, pero de manera local solo se exhibe en la zona de

Azángaro, Conformado por una rampa tectónica de bajo ángulo, las rampas laterales y oblicuas, donde una de ellas es representada por una falla transcurrente, el procedimiento tiene como punto la apertura del despegue tectónico del basamento paleozoico, el material incompetente del nivel despegue son rocas arcillosas de la formación Vilquechico inferior, dichas unidades forman una etapa muy importante en el ciclo de formación de la FPC porque muchas de ellas se encuentran cabalgadas o con buzamiento casi verticales probablemente sean los vestigios del corrimiento tectónico Azángaro.

Las estructuras que emergen de forma inversa forman un sistema de imbricaciones considerados como fallas inversas partiendo todos de las estructuras en forma de abanico que están comprendidos por rocas pelíticas de la formación Muni. Todas de estas estructuras coinciden en dirección hacia el SE, tienen un avance progresivo formando un sistema de corrimientos (fig. 70).

Las convergencias de las unidades son hacia el SW (fig. 63) acompañado de pliegues, fallas de tipo listral normal e inversa (fig. 71). La actividad contemporánea de la tectónica andina aprovecho las fracturas de los pliegues y superficies de estratificación rellenando con soluciones hidrotermales (Falla Carcapunco y Catacora). Sin embargo, esto solo involucra a las unidades geológicas del Cretácico superior y Paleoceno.

Los pliegues se encuentran bien distorsionados y apretados en sus ejes, muchas de ellas se encuentran tumbadas o falladas como el sinclinal de Janajquia, originando cabalgamientos en la zona Tintiri - Catacora (formación Auzangate y vilquechico).

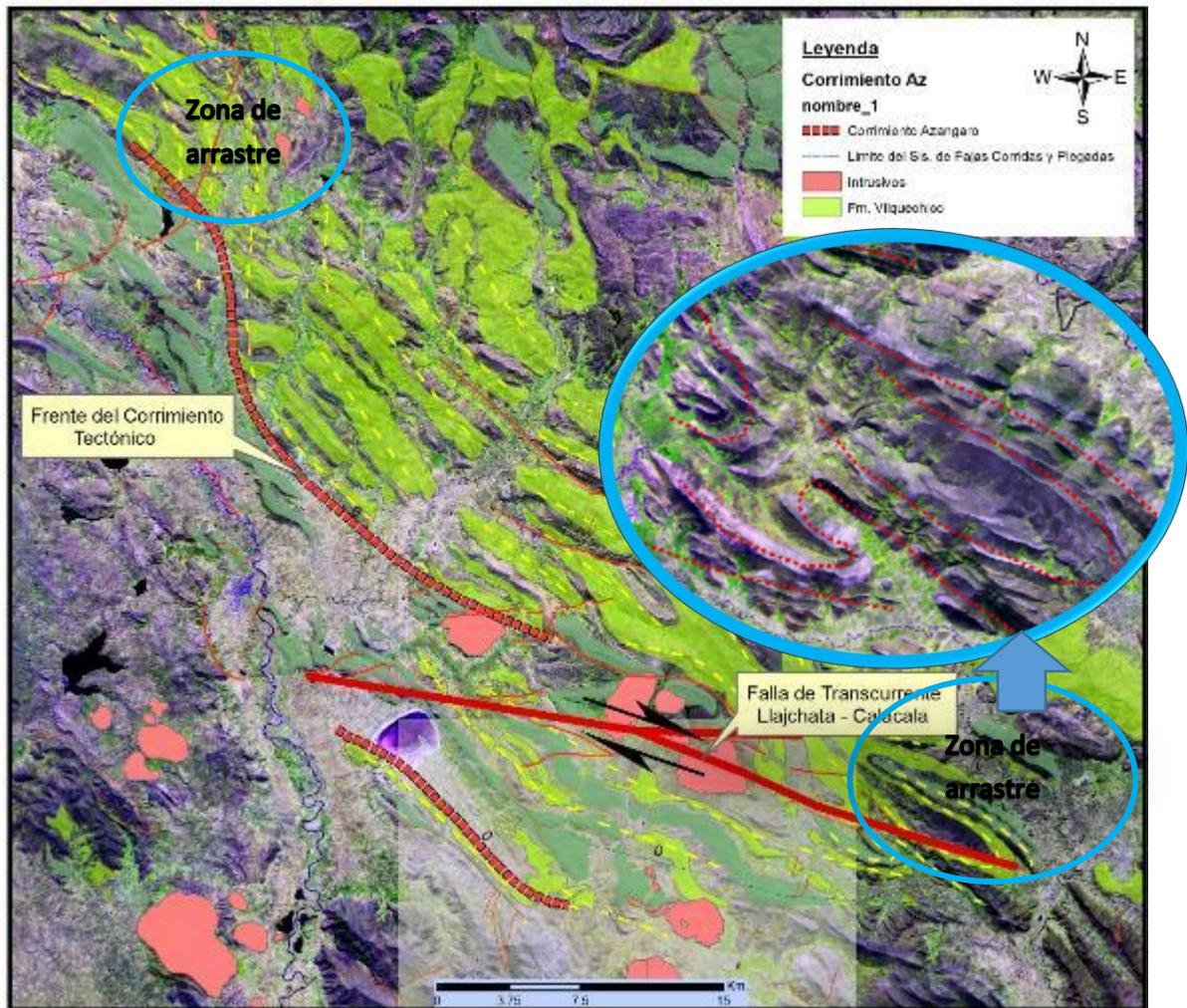


Figura 75. Corrimiento tectónico Azángaro con interrupción y desplazamiento de la falla transcurrente,

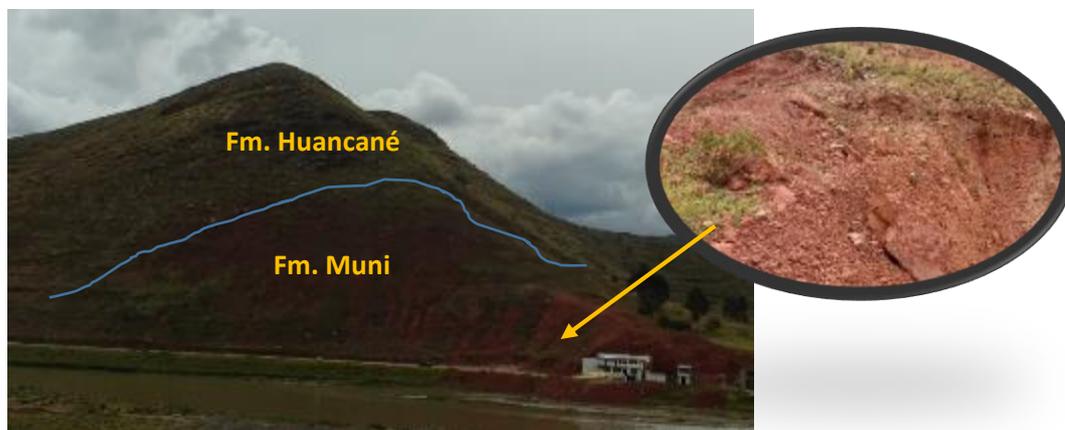
En la parte Sureste la geometría del corrimiento Azángaro fue interrumpido con una falla transcurrente dextral que desplazo parte de esta hacia el Noroeste, como se observa en la figura 65, así como también deformando las rocas en forma "S" horizontal; la cual se puede considerar como rocas deformadas en la zona de arrastre, donde nos indica la magnitud del desplazamiento.

### Características del material de despegue

McClay (2002), indica que un despegue tectónico se desarrolla a causa de sus materiales compuestos de alta ductilidad, como evaporitas, arcillitas y lutitas. El material rellena los espacios generados por debajo de la cúpula de pliegue.

Chamberlin, (1910), explica que los pliegues despegados, a diferencia de los pliegues de flexión o de propagación de falla, no están asociados con una rampa en la falla, sino que forman en relación con un cabalgamiento paralelo a las

capas. Se puede corroborar haciendo referencia al CTA con vergencia hacia NE y dirección de desplazamiento hacia SW, estas unidades se desplazan sobre rocas dúctiles de la formación Vilquechico Inferior.



*Figura 76. Material de despegue y superficie de contacto de la fm. Muni.*

El material de despegue corresponde a la formación Vilquechico Inferior y Muni ya que sus litologías son en común y están compuestas por areniscas finas y lutitas mayor abundancia, esta roca compone aproximadamente la gran parte de una cuenca sedimentaria. Chamberlin (1910), estimó que una cuenca sedimentaria común, el porcentaje de lutitas es del 44%; haciendo algunas consideraciones geoquímicas se calcula que las lutitas están constituidas entre 70% de todos los sedimentos producidos durante el tiempo geológico que involucre el ciclo de las rocas.

#### **4.2.2.3. Alto Estructural Azángaro – Ayaviri (AEAA)**

El alto estructural Azángaro – Ayaviri conformada por unidades geológicas paleozoicas como el Grupo Chagrapi y Grupo Ambo, suprayaciendo y ubicándose estas unidades en afloramientos de edad cretácica (Fms. Muni - Huancané), que patentizan la existencia de una inversión tectónica mayor con fallamientos subverticales.

Esta unidad es una barrera para las varias etapas del corrimiento y plegamiento Azángaro (FPC, fig. 74), la unidad estructural que se detalla a continuación es muy trascendental a lo largo de la historia geológica del área de estudio, por que participo en las etapas de sedimentación Jurásica y Cretácica, así como el desarrollo de las fajas plegadas y corridas. Este alto estructural se encuentra en

forma de una barrera extendida en una faja longitudinal de orientación NW- SE, constituidas de rocas del paleozoico, también se ha producido al parecer por fallamientos en bloque de tipo Horst, comprometiendo a las fallas regionales Sicuani - Ayaviri y falla Azángaro – Huancané.



Figura 77. Laguna de San Juan de Salinas.  
Fuente: imagen Google Earth, 2013.

#### 4.2.3. CONFIGURACIÓN DEL ESTILO ESTRUCTURAL

Según los estudios de campo, análisis sistemático de imágenes satelitales RapidEye y la interpretación de las secciones estructurales modelados en software 3D Geomodeler, determinan al estilo estructural en dos periodos tectónicos, la primera corresponde al sistema de corrimiento y plegamiento en mayor dimensión y el segundo corresponde a un sistema de corrimiento tectónico acrecentado suprayaciendo al primero, todo esto sucedió en la antigua cuenca de Putina, de tal modo corresponde a un sistema desarrollado en el lado Este de la cuenca de antepais.

Se inicia la formación de la faja plegada y corrida del lado este del altiplano entre el alto estructural de Azángaro – Ayaviri y la cordillera oriental, así como el corrimiento Azángaro desplazando horizontalmente a las unidades que correspondientes a FPC este mismo sistema fue interrumpido por una falla transcurrente dextral (fig. 78).

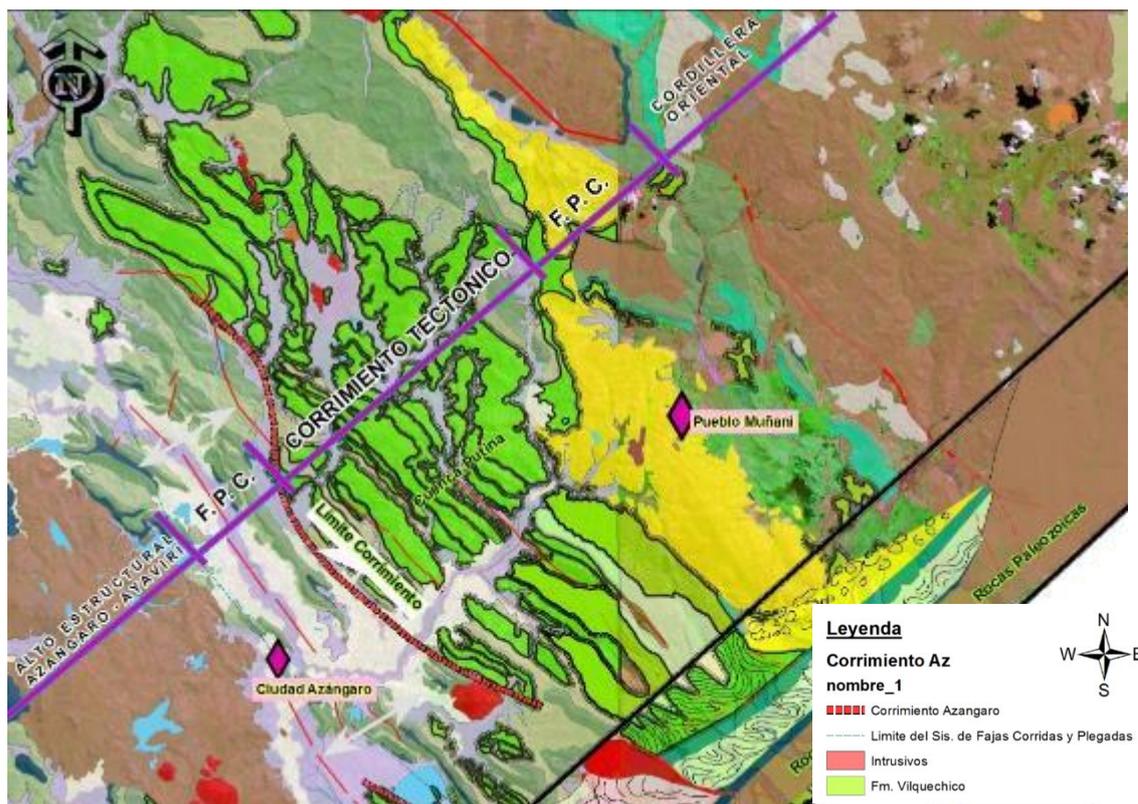


Figura 78. Sistema de fajas plegadas y corridas en sus dos niveles de despegue.

#### 4.2.4 SECCIONES ESTRUCTURALES

Se da como propuesta dos secciones estructurales (Fig. 79) como producto adquisición, análisis e interpretación de los datos obtenidos en campo y mapa geológico – estructural (anexo 1).

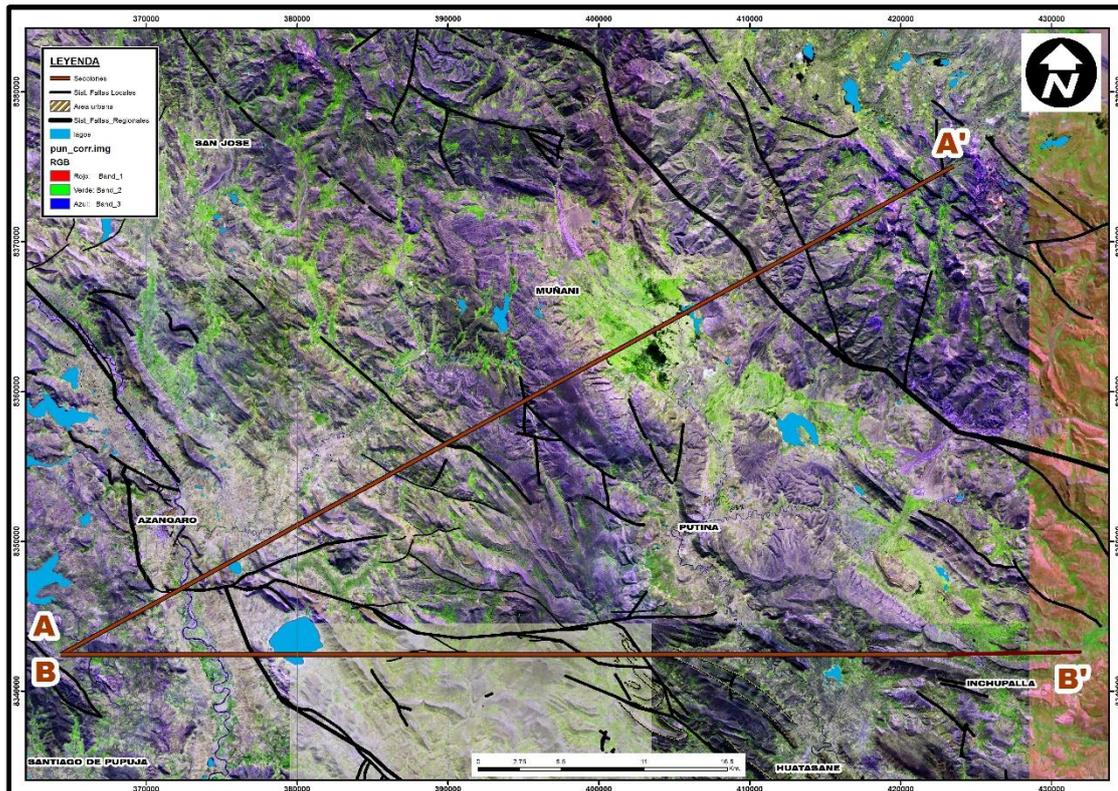


Figura 79. Imagen Satelital RapidEye mostrando los dominios estructurales y la ubicación espacial en la parte Oeste del Altiplano Peruano. Las líneas rojas muestran el sitio de las secciones propuestas para el presente estudio.

#### 4.2.4.1 Sección A – A'

La correspondiente sección estructural de dirección NE – SW Y 59 km de longitud, se observa claramente la cuenca Putina deformados por el proceso de despegue tectónico llevando acabo corrimiento y plegamiento tectónico (sistema de fajas plegadas y corridas), muchas unidades se encuentran cabalgadas formando estructuras deformadas. Se tiene dos niveles de despegue tectónico una inferior y otra superior, pero uno con mayor intensidad con respecto al otro, representadas por la formación Muni y Vilquechico Inferior. Como producto del corrimiento Azángaro se tiene una zona acortamiento que posteriormente fue rellenadas por sedimentos detríticos (Formación Muñani), se tiene la presencia de fallas regionales, como la falla Quilcapunco – Ccaccapunco al occidente de la cordillera oriental y la falla Azángaro – Huancané al occidente de la cuenca Putina (fig. 80), muchas de estas estructuras tuvieron que ver con la intrusión de cuerpos ígneos como el Intrusivo de Tontoquere en rocas paleozoicas (alto estructural Azángaro - Ayaviri).

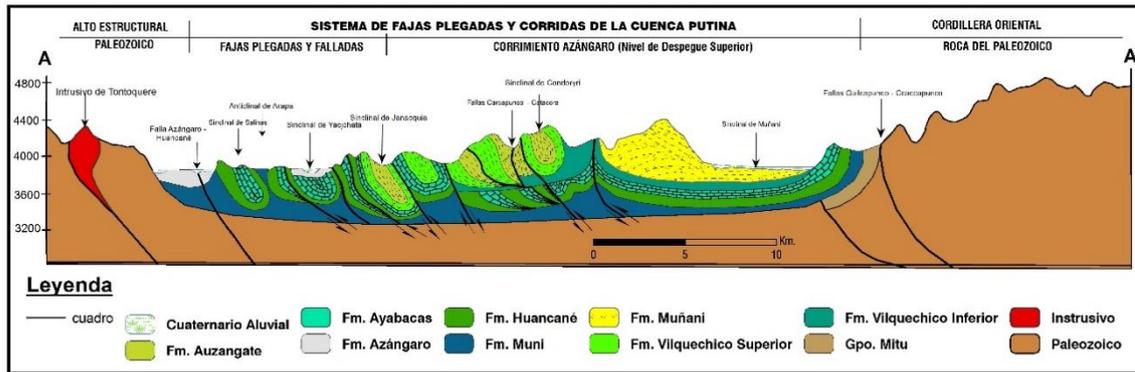


Figura 80. Sección A – A', sistema de fajas plegadas y corridas de Putina.

#### 4.2.4.2 Sección B - B'

La correspondiente sección estructural de dirección N - E Y 59 km de longitud, la falla Azángaro – Huancané y la falla Llacjchata participaron en la intrusión de los domos salinos quebrantando el sello (lutitas de la fm. Muni), dicha intrusión de diapiros salinos deforma y tumbando a los anticlinales de Arapa convergencia hacia Este, la falla Yacjchata tuvo que ver mucho en la intrusión del cuerpo ígneo Calacala, que es una falla de tipo inversa dextral con buzamiento hacia el Noreste. En el alto estructural Azángaro - Ayaviri se observa cuerpos ígneos correspondientes al Intrusivo de Tontoquere en rocas paleozoicas. La existencia y la veracidad de estos diapiros se debe a los pozos perforados por PetroAndes, además los afloramientos de sal de la cantera de San Juan de Salinas, nos da conocer que tenemos cientos de metros de sal bajo el subsuelo, sin embargo esta capa de evaporitas estaría bajo un fuerte sello de rocas arcillosas y carbonatadas (la formación Sipín y Muni), donde la posible explicación de su afloramiento se debe a la existencia de fallamientos de bloques, así como se observa en la figura 81, en mención a esto los diapiros salino hubieran fracturado a las rocas que estaban suprayecientes, dichas deformaciones se pueden observar en los anticlinales echados de Arapa.

El intrusivo de Calacala se formó aprovechando este proceso de plegamiento y corrimiento tectónico, se presenta en contacto con la formación Ayabacas la cual consigna la existencia de un posible depósito de tipo skarn.

Al Este de la sección B-B' aflora unidades del sinclinal de Putina con formado Formación Huancané, Ayabacas y Vilquechico, se puede observar que el flanco

Este tiene una convergencia hacia el NE y también flancos bien desarrollados con núcleo de tipo cielo abierta (fig. 81).

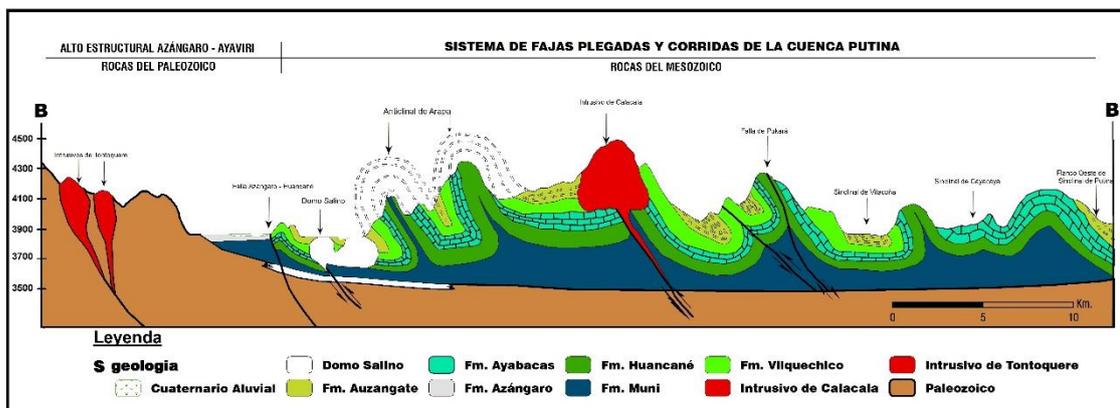


Figura 81. Sección B – B', sistema de fajas plegadas y corridas de Putina.

#### 4.2.5. EVOLUCIÓN TECTÓNICA SEDIMENTARIA

La configuración de la cueca Putina se debe principalmente a la tectónica de deformación resultado de las diferentes fases orogénicas, sin embargo, su evolución es compleja y puede ser considerada polifásica, iniciada desde el Paleozoico y que continúa hasta la actualidad.

La integración de datos, tales como la estratigrafía, la construcción de secciones estructurales, modelamiento digital, MDT de la zona en estudio y el análisis de las principales estructuras, nos permiten proponer una evolución tectónica sedimentaria para la región de estudio. Donde trascendentemente se divide en cuatro periodos de evolución.

Comienza con el primer periodo del paleozoico comprende secuencias pelíticas y detríticas. Comprende desde el paleozoico superior (carbonífero y pérmico), se inicia con una serie continental Missisipiano que incluye niveles marinos (Grupo Ambo), seguida de una serie marina del pensilvaniano al pérmico inferior (Grupo Tarma y Copacabana), y luego por una serie molásica continental (Grupo Mitu), este periodo se considera importante porque representa el basamento de las fajas plegadas y corridas de Putina.

El segundo periodo comprende esencialmente la formación de la cuenca Putina (cuenca subsidente), interrumpido esporádicamente por flexibles levantamientos

y deformación compresiva. Este primer periodo comprende desde el triásico medio hasta cretácico superior con una duración de 120 millones de años aproximadamente, caracterizándose por una sedimentación marina, continental o vulcanosedimentaria.

El tercer periodo (deformación - Tectónica andina) comprende desde cretácico superior hasta la Mio-plioceno comprende fases radicales de deformación compresiva, dando como resultado la consolidación de la cordillera de los andes.

El cuarto periodo (erosión y sedimentación) comprende todo el periodo cuaternario agradación por materiales aluviales, fluviales y morrenas en forma de abanicos o sedimentación con aglomerados. Así, como constitución de terrazas aluviales y meandros.

#### **4.2.5.1. Período 1 (Paleozoico)**

Hace más de 260 millones de años (pérmico) la placa de sudamericana y la placa de oceánica comienzan a chocar elevándose el uno sobre otro. Entonces gracias a estos esfuerzos se ha formado la cordillera de los andes.

La cuenca Putina se ubica en medio de dos grandes macizos paleozoicos que se formaron en épocas diferentes, la cordillera oriental se formó desde el paleozoico que fue elevándose paulatinamente, a diferencia de la cordillera occidental es más joven se formó en el cenozoico con la tectónica de compresión, levantamiento tectónico, fallamientos verticales y gran actividad volcánica (cadena volcánica en el sur del Perú).

En este gran levantamiento, plegamientos se están formando zonas de ante arco, retro arco y antepais. Todo el altiplano es resultado del proceso que se podría considerar como una parte de la zona de antepais.

La cuenca de antepais se subdividió en dos subcuencas, la cuenca de Putina y la cuenca de Ayaviri, separados por el alto estructural Azángaro - Ayaviri.

Se menciona este componente del paleozoico porque es protolito de miles de metros de sedimentos suprayacente a una cuenca subsidente. Sin embargo, este proceso fue interrumpido por una tectónica de compresión, generando

levantamiento y ruptura llamado “tectónica herciniana”, dando lugar a numerosas fallas de dirección NW-SE, se manifestó en varias etapas su actividad fue radical porque generó cambio de facie (al pasar de un ambiente de sedimentación marina a continental) y discordancia angular entre dos unidades geológicas (Grupo Copacaba y Grupo Mitu). Por lo tanto, estos sucesos forjaron fosas intramontañosas donde tuvieron que ser rellenados por sedimentos continentales rojizos hasta el jurásico superior (Grupo Mitu).

Las últimas fases de la tectónica Herciniana formó un sistema extensional mediante la actividad de la falla Quilcapunco - Ccaccapuno, donde emprende el periodo de la cuenca de sedimentación (periodo mesozoico).

#### **4.2.5.2. Período 2 (Cuenca Sedimentaria)**

A comienzos de Jurásico superior la cuenca Putina inicia su relleno paulatino mediante emersión de la superficie, los mares invadieron el territorio altiplánico, donde se depositaron sedimentos pelíticos como las rocas carbonatadas de formación Sipín y limoarcillitas de la formación Muni, desarrollando una discordancia estratigráfica sobre una plataforma paleozoica (secuencias estratigráficas de tipo onlap), periodo entre Titoniano y Bajociano.

En el cretácico inferior se da una serie de transgresiones y regresiones alternadamente, pero en pequeña magnitud, dejando varios niveles de lutitas en la Formación Huancané que se desarrollaba en la zona de transición (en la costa marina, depósitos de materiales litorales).

En el aptiano – albiano se da una mayor transgresión que cubre todas las áreas con facies primero arenocarbonatadas y luego carbonatadas generando un sistema de depósitos transgresivos.

A partir del cenomaniense y tutoriano la cuenca Putina sigue como una cuenca subsidente, depositando limoarcillitas de la formación Vilquechico, sin embargo, a partir del cretácico superior esta cuenca quedaría levantada paulatinamente por la tectónica de la fase peruana, que es un evento de plegamientos, fallamientos y vulcanismo (conjuntamente con esta fase tectónica se tuvo el emplazamiento grandes cuerpos ígneos como el batolito de la costa), donde las

rocas pelíticas de la formación Vilquechico dejaría la facie marina como zona de deposición, el levantamiento genera el cambio litológico discordante de rocas pelíticas a detríticas. Por ende, a partir de cretácico inferior recibe una sedimentación epicontinental. (Formación Auzangate y Muñani). Estratigráficamente en este periodo se genera progradación de sedimentos y deslizamiento de las rocas carbonatadas, considerando como un sistema de depósitos Lowstand con terminaciones estratales de tipo offlap.

#### **4.2.5.3. Período 3 (Deformación - Tectónica Andina)**

Este periodo comienza con la fase peruana (cretácico superior) la cual fue el más importante del ciclo andino, tanto por su extensión como por sus efectos.

En este periodo se activa la falla Quilcapunco – Ccaccapunco desestabilizando la plataforma de sedimentación de la cuenca putina, con el apoyo del excedente de las secuencias estratigráficas, genero colapso hacia el SW mediante un nivel de despegue tectónico de las rocas pelíticas de la formación Muni (primer corrimiento tectónico), formando una serie de pliegues abiertas y muchas de ellas falladas.

Posterior a este suceso comienza a generarse esfuerzos compresivos generando que se activen las fallas transversales, junto a este tectónica compresional se produce el corrimiento Azángaro en función a su nivel de despegue la formación Vilquechico inferior, deformando los pliegues abiertas a cerradas muchas veces echadas; tiene como unidades suprayacentes a la formación Vilquechico superior y formación Auzangate. La zona de retiro del corrimiento (acortamiento) fue rellenada por la sedimentación de las capas rojas continentales (fm. Muñani).

Con la fase inca (Eoceno), comienza a deformarse las estructuras por desplazamiento de las fallas y se realiza las intrusiones de los cuerpos ígneos subvolcanicos.

#### 4.2.5.4. Cuarto Período (Erosión y Agradación)

Periodo de peniplanización donde se rellena las zonas deprimidas, por el proceso coluvial, fluvial y fluvio aluvial, el transporte de sedimentos hacia los ambientes lacustres en el lado SW del área de trabajo, las aguas permanecieron en su nivel constituyendo la formación Azángaro, donde probablemente se formó en los extintos lago Ballivian y Minchin que abarco casi toda la extensión del altiplano.

A finales del periodo se forman los meandros y terrazas aluviales del rio Azángaro hasta dejar un modelamiento geomorfológico actual.

#### 4.2.6. DISCUSIÓN

¿Con el empleo de imágenes satelitales y software 3D Geomodeller es posible establecer el modelamiento geológico?, según los resultados obtenidos es posible determinar la historia evolutiva de las FPC y proponer el estilo estructural mediante la aplicación de estos materiales computacionales que requerían en cierto modo de bastante información para alimentarlo, por lo cual se usó la información antecedente y base de datos recolectados en campo; sin embargo, existe cierta limitación en cuanto al modelamiento interna del subsuelo haciendo necesario tener sondeos mayor a 100 metros de profundidad. Por lo tanto, fue suficiente la información y los materiales innovadores para llegar a los objetivos trazados, considerando un estilo estructural de tipo imbricado, dos niveles de despegue y cuatro periodos de evolución tectónica sedimentaria.

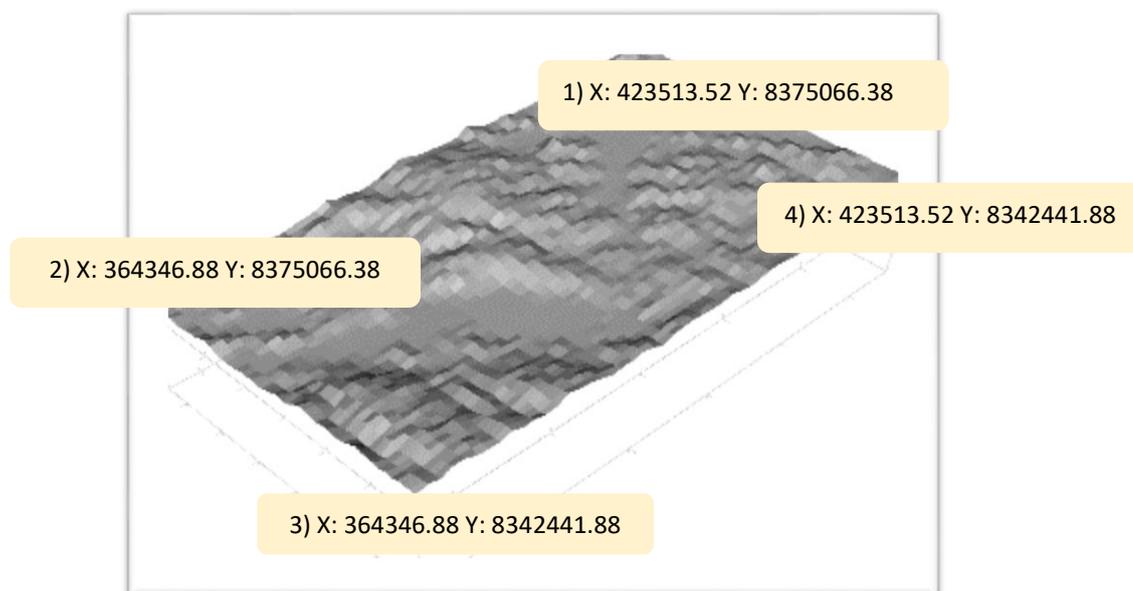
Así mismo, existe variaciones de la fajas plegadas y corridas en todo el Altiplano y sobrecorrimiento en la zona de Azángaro, y la existencia de un alto estructural hacia el oeste el que estuvo formado por el sistema de fallas que a la época habrían tenido un juego normal y luego inversa. La cual, los autores como Newell y Acosta pusieron un prólogo sobre estos temas, y en el presente trabajo se realizó una insondable investigación del tema.

#### 4.2.7. MODELAMIENTO TECTÓNICA SEDIMENTARIA EN 3D GEOMODELLER

En este apartado se realiza el modelamiento de la geología, así como la tectónica sedimentaria utilizando el Software Geomodeller, para lo cual primero se realizó los estudios en vista 2D, así como los planos topográficos, geológicos y secciones. Este proceso nos ayuda a comprender, dimensionar y visualizar de manera más eficaz la geología superficial y del subsuelo de nuestra área de estudio.

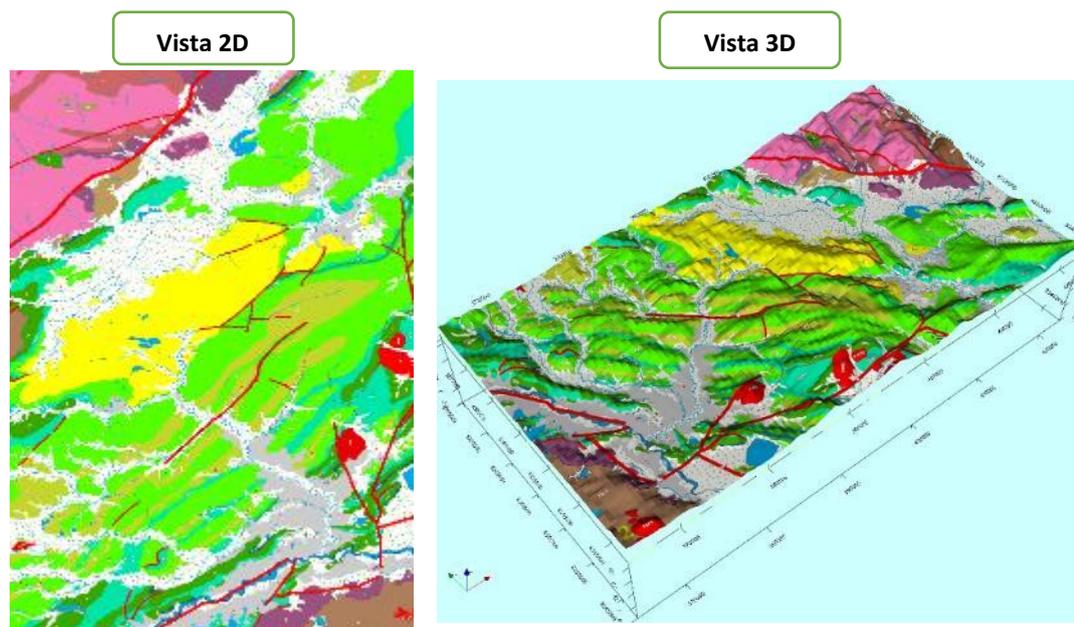
El procedimiento que se realizó primero fue la delimitación del área de estudio, levantamiento de la topografía básica y generación de planos, los mapeos de campo y recopilación de información ayudaron en proponer el mapa geológico, las superficies de contacto fueron analizados detalladamente, el reconocimiento y dimensionamiento de estructuras fueron realizadas mediante uso de imágenes satelitales RapidEye (anexo 1), con la información adquirida de campo e interpretación de gabinete se plasmaron mapas geológicos, de estructuras y secciones A – A' y B – B' (fig. 80 y 81). El planteamiento de un estilo estructural para el estudio valió para representar geometría de deformación estructural, así como indica Cristallini en su teoría de FPC.

En la etapa de modelamiento en Software se empezó generando un modelo digital de elevación del área de estudio (DEM) en base a la información topográfica, que consiste específicamente en curvas de nivel con altitudes, punto de control topográfico, construcciones antrópicas y sistemas hidrográficos.



*Figura 82. Modelo digital de elevación del área de estudio.*

Los puntos de control se insertaron en el plano geológico propuesto para la georreferenciación posterior, las dimensiones, geometría y proyección UTM del DEM y plano geológico deben coincidir, para que no haya problemas en la superposición se trabajó con bastante precisión en las cuestiones de puntos de georeferenciamiento, datum UTM Wgs 84 - 19s, las coordenadas de los vértices se ubican en la tabla 3 y el plano geológico en el anexo 1. El modelamiento del plano geológico en 3D Geomodeller ser realizó mediante la superposición y el DEM en modo transparente (fig. 83).



*Figura 83. Modelamiento de vistas en Software Geomodeller.*

## CONCLUSIONES

La historia evolutiva de las fajas plegadas y corridas de Putina (FPCP), inician su formación en el Cretácico superior, contiguo a la actividad de la fase peruana; sin embargo, la cuenca Putina se formó a partir del triásico superior. La génesis de la FPCP comienza con el deslizamiento paulatino y terminando en un sistema de corrimientos tectónicos, un sobre corrimiento y dos niveles de despegue. sin embargo, no está de más mencionar que las FPCP está compuesto por varias unidades geológicas, de los cuales en basamento se tiene a la formación Muni considerado como nivel de despegue, donde la lutita es la roca predominante que se comporta como material jabón y se comporta bastante dúctil a profundidad. Posterior a este evento inicial se generan la dinámica del sobrecorrimiento llamado “corrimiento tectónico Azángaro” generando un sistema de cabalgamientos abruptos y deformación del primero; sin embargo, acontece de manera puntual (NE de la ciudad de Azángaro) involucra a la formación Vilquechico. En el borde oriental de la cuenca Putina al principio de su formación sucede las secuencias transgresivas con retrogradación de sedimentos de forma onlap, desde el Jurásico superior hasta el Cretácico superior, después de este evento sedimentario se generó desestabilización de la cuenca, a causa del excedente de la estratigrafía de secuencias y el levantamiento tectónico de la fase peruana (actividad de la falla Quilcapunco – Ccaccapunco).

Se considera un estilo estructural y dos niveles de despegue; sistemas de fajas plegadas y corridas de tipo imbricados, nivel de despegue temprano (formación Muni) y nivel de despegue posterior (formación Vilquechico inferior).

## RECOMENDACIONES

Es importante que se pueda realizar perfiles sísmicos para recolectar información sobre la potencia estratigráfica, profundidad de nivel de despegue y magnitud del corrimiento tectónico.

Deberá realizarse estudio minucioso sobre la estratigrafía de la zona Muñani porque se considera como una zona de acortamiento tectónico y representa de interés geológico y científico.

Se recomienda realizar el análisis estructural detallado porque se asume la presencia de fallas listrales sistemáticos en las superficies del corrimiento.

Según la extensión del área de trabajo se considera trascendental realizar mapeo geológico detallado y completo puesto que en el presente trabajo no se logra abarcar toda el área.

Se recomienda la aplicación de las imágenes satelitales RapidEye para la exploración geológica, así como el software 3D Geomodeller para modelamiento de las mapas geológicos y modelos digital de elevación.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, H. (2001). Estratigrafía y Tectónica entre Azángaro, Putina y alrededores, norte del Lago Titicaca (Puno-Perú), Tesis de Grado, Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco.
- Audebaud, E., 1978, Metamorfismo precámbrico de baja presión en los andes orientales del Perú, - Bol. Estuds. Espcs. Perú 3; p. 65 – 75.
- Bally, A.W., (1981). Musings over sedimentary basin evolution. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A305, 325-338.
- Bally A,W., (1984). Tetonogenése et réflexion sismique. Bull. Soc. Geol. France 7: 279-285.
- Bernal, I.,Tavara, H. (2002). Geodinámica, Sismicidad y Energía Sísmica en el Perú, Centro Nacional de Datos Geofísico / Instituto Geofísico del Perú, p. 12 – 16.
- Boyer, S; D. Elliott (1982). Thrust systems, AAPG Bull., 66(9), pp.1196–1230.
- Cabrera, A.; Petersen, G. (1936). Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del departamento de Puno: Boletín del Cuerpo de ingenieros de Minas, Petróleo del Perú. versión 115, 100 p.
- Callot, P. (2008). La Formation Ayabacas (limite Turonien-Coniacien, Sud-Pérou) : collapse sous-marin en réponse à l'amorce de l'orogénèse andin. Tesis Doctoral, Universidad Paul Sabatier – Francia.
- Carlos, G. (2016). Análisis Estructural y Sistema petrolero de la cuenca Titicaca (Puno - Perú). Tesis de Grado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos – Lima Perú.
- Catuneanu, O. (2006). Principles of Sequence Stratigraphy. Department of Earth and Atmospheric Sciences University – Canada.

- Carlotto, V.; Ibarra I.; Mamani, M.; Rodríguez, R. & Sempere T. (2004). Estratigrafía y tectónica de la parte Sur de la cuenca de Ayaviri. SGP N° 5.
- Chamberlain, R. L., 1995, Structural geology of sub-andean fold-and-thrust belt in northwestern Bolivia, in Tankard, A. J., Suárez, S. R., and Welsink, H. J., eds., Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 459–479.
- Chapple, W. M. (1978). Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts. Geological Society of America Bulletin 89, 1189-1198.
- Cooper, M. A.; Williams G, D. (1989). Inversión Tectónica. Geological Society Special Publication 44. Blackwell. 355 pp.
- Cristallini, E. (1998). Introducción a las fajas plegadas y corridas. Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, p. 9,10. Buenos Aires
- Dahlstrom, C. (1969). Balanced cross sections: Canadian Journal of Earth Science, 6(4), pp. 743-757.
- Dalmayrac, B.; Laubacher G.; Marocco R. (1988). Caracteres Generales de la evolución Geológica de los andes peruanos. Bol N° 12. Serie D. INGEMMET. Lima – Perú.
- De Jong, K. (1974). Melange (Olistostrome) near Lago Titicaca, Perú: The American Association of Petroleum Geologist Bulletin. Versión 58., pp. 729-741.
- De la Cruz (1995). Geología de los cuadrángulos de Velille (30s), Yauri (30t), Ayaviri (30u) y Azángaro (30v). Boletín 55, 144 p., 34 fots., 4 perfiles., 4 mapas.
- Emery, D.; Myers, K. J. (1996). Sequence Stratigraphy, Blackwell, Oxford, UK.

- Galloway, W. E., (1989). Genetic Stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. American Association of Petroleum Geologists Bulletin v. 73.
- Gonzalez R.; Woods R. (2008). Digital Image Processing. Tercera edición. Library of Congress Cataloging-in-Publication Data on File. P. 394, p. 627.
- Horton, B. (1997). The modern foreland basin system adjacent to the central Andes, *Geology*, 25, pp. 895 – 898.
- Hunt, D.; Tucker, M. E. (1992). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, v. 81, p. 1-9.
- INGEMMET (1995). “Geología del Perú”. Boletín 55. Serie A: Carta Geológica Nacional, Lima – Perú.
- Jaillard, E.; Capetta, H.; Ellenberger, P.; Feist, M.; Grambast-fessard, N.; Lefranc, J.- P. & Sige, B. (1993). The late cretaceous Vilquechico Group of Southern Perú, Sedimentology, paleontology, biostratigraphy, correlations.: *Cretaceous Research*. version 14., p. 623-661.
- Jervey, M. T. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (eds.) *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, p. 47-69,
- Kontak, D.J.; Clark, A.H.; Farrar, E.; Strong, D.F. (1985). The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 36-44.

- Lamb, S.; Hoke, L. (1997). Origin of the high plateau in the central Andes, Bolivia, South America, *Tectonics*, versión 16, pp. 623-649.
- Laubacher, G. (1978). Estudio geológico de la región norte del Lago Titicaca. *Boletín del Instituto de Geología y Minería*, serie D, N° 5, p.120.
- Lavenu, A. (1988). – Formacion Geológica y evolución del Altiplano en la Cordillera Oriental y los Andes bolivianos. *Travaux et Documents Microfichés*, ORSTOM, Paris, 28 : 420 p.
- McClay, K. R. (1981). Glossary of thrust tectonics terms. Department of Geology, Royal Holloway and Bedford New College, University of London, Egham, Surrey, England.
- Marocco, R.; Laubacher, G. (1990). La Cuenca Cretácica del Altiplano Peruano: Litoestratigrafía e Interpretación Secuencial. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, versión 81, pp 33-46.
- Monge, R. & Montoya, C. (2001) Mapa Geológico del Cuadrángulo de Moho, hoja 31- y-II (versión digital). INGEMMET.
- Newell, N. (1949). Geology of the Titicaca region, Peru and Bolivia: *Geological Society of America Memoir*, versión. 36, p. 111.
- Palacios, O.; De La Cruz, J.; De La Cruz, N.; Klinck, N.; Allison, R. & Hawkins, M. (1993), *Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al Oeste del Lago Titicaca-Sur del Perú*, Lima; Editorial ALLAMANDA S.R.L, 257 páginas.
- Perupetro S. A. (2008). The Hydrocarbon Potential of Titicaca Basin, Titicaca Basin Technical Report, p. 108.
- Perupetro S.A. (2008). The Hydrocarbon Potential of Titicaca Basin, Titicaca Basin Technical Report, p. 108.
- PetroAndes S.A. (1992). Informe Geofísico Preliminar del Lote S-3, Cuenca Titicaca.

- PetroAndes S.A. (1994). Informe del Levantamiento Sísmico del Lote S-3, Cuenca Titicaca.
- Poblet, J. (2004). Geometría y Cinemática de pliegues relacionados con cabalgamientos, Trabajos de Geología. Universidad De Oviedo, 24, pp. 127 – 246.
- Posamentier, H. W.; Allen, G. P. (1999). Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. SEPM Concepts in sedimentology and paleontology, No. 7.
- Obregón, N. N. (2005). Manual para el manejo y procesamiento de imágenes satelitales. Pontificia Universidad Javeriana pp. 1-230.
- Rich, J. (1934). Mechanics of low – angle overthrust faulting as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee, AAPG, Bull, 18, pp. 1584-1596.
- Roeder, D. (1988). Andean-age structure of Eastern Cordillera. Tectonics 7, pp. 23-39. La Paz, Bolivia.
- Sanchez, A.; Zapata, A. (2001). Mapa Geológico del Cuadrángulo de Putina, hoja 30-y (versión digital). INGEMMET.
- Sempere, T.; Jacay, J.; Pino, A.; Bertrand, H.; Carlotto, V.; Fornari, M.; García, R.; Jiménez, M.; Marzoli, A.; Meyer, C.A.; Rosas, S.; Soler, P. (2004). Estiramiento litosférico del Paleozoico Superior al Cretáceo Medio en el Perú y Bolivia, Publ. Especial Soc. Geol. Perú, 5, pp. 45-79.
- Sempere, T.; Acosta, H. & Carlotto, V. (2004). Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno al Norte del lago Titicaca, Sociedad Geológica del Perú. Publicación especial N° 5, p. 81-103.
- Suppe, J. (1983). Geometry and kinematics of fault-bend folding: American Journal of Science, 283, pp. 684-721.
- Van Wagoner; Posamentier, H. W.; Mitchum, R. M.; Vail, P. R., (1988). An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key

definitions. In sea-level changes: Special Publication, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Tulsa, v. 42.

XII Congreso Peruano de Geología (2004), Sociedad Geológica del Perú. Publicación Especial No. 6. Resúmenes Extendidos.

XV Congreso Peruano de Geología. (2010), Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial No. 6. Resúmenes Extendidos. Cusco p. 810-813.

### **WEB:**

School of Earth and Enviroment. (2016). Modelo de secuencia de corrimientos. Recuperado de <http://earth.leeds.ac.uk/>.

Josue Días. La geomática. (2014). Espectro Electromagnético. Recuperado de [lageomatica.blogspot.pe/](http://lageomatica.blogspot.pe/).

Copyright. (2016). Soluciones integrales en Geomática e ingeniería geoespacial. Características de los Satélites RapidEye. Recuperado de <http://www.geosoluciones.cl/>.

Linkdln corporation. (2016) texturas. Tipos de texturas. Recuperado de <https://es.slideshare/texturas-2011>.

Blog de wordpress. (2015). Por los caminos de sig. Imagen satelital de alta resolución Rapideye. Recuperado de <https://caminosdelsig>.

Instituto Geológico Minero y metalúrgico. (2016). cartas geológicas nacionales.

Los mapas geológicos integrados a escala 1:100,000. Recuperado de <http://www.ingemmet.gob.pe/bases-de-datos>.

Instituto Geológico Minero y metalúrgico. (2016). Carta geológica nacional, Cuadrángulo Azángaro y Putina. Recuperado de <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/>.

Google. Sistema de posicionamiento global, GPS y Brújula. Recuperado de <https://www.google.com.pe/>.

Cicilia Caballeros, Mónica Ramírez (2017). Sedimentología y estratigrafía. Descripción de rocas sedimentarias. Recuperado de <http://usuarios.geofisica.unam.mx/>.

W. Griem (2017). Museo Virtual, geología. Diagrama de Streckeisen para reconocimiento de las rocas ígneas. Recuperado de <https://www.geovirtual2.cl/geologiageneral/>.

# ANEXO

## LISTA ANEXO 1

### INDICE:

1. Mapa geológico.
2. Mapa y secciones geológicos.
3. Mapa de estilo estructural.
4. Columna estratigráfica.