

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA

FACULTAD DE INGENIERÍA

ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



TESIS PROFESIONAL

**MODELAMIENTO GEOESTRUCTURAL DEL SINCLINAL OTUZCO BASADO
EN ANÁLISIS TENSO - DEFORMACIONAL DE ROCAS CALCÁREAS DEL
CRETÁCEO SUPERIOR.**

Para Optar Título Profesional de:

INGENIERO GEÓLOGO

Elaborada por:

Bach. JOSÉ IDONIL CERDÁN MUÑOZ

Asesor:

Dr. SEGUNDO REINALDO RODRIGUEZ CRUZADO

CAJAMARCA – PERÚ

2018

AGRADECIMIENTO

A mis docentes de la Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica por los conocimientos inculcados durante mi carrera profesional.

A mi asesor Mg. Segundo Reinaldo Rodríguez Cruzado, por los importantes aportes y recomendaciones durante la realización de esta investigación.

A mis padres y hermanos por el apoyo económico y moral.

A mis amigos y compañeros por los importantes aportes a la elaboración de esta tesis.

DEDICATORIA

A Dios, Por haberme permitido llegar hasta este punto y haberme dado salud para lograr mis objetivos, además de su infinita bondad y amor.

A mi Madre Arteria, Por haberme apoyado en todo momento, por sus consejos, sus valores, por la motivación constante que me ha permitido ser una persona de bien, pero más que nada, por su amor.

A mi Padre Alejandro, Por los ejemplos de perseverancia y constancia que lo caracterizan y que me ha infundado siempre, por el valor mostrado para salir adelante y por su amor.

CONTENIDO

	Pág.
AGRADECIMIENTO	II
DEDICATORIACONTENIDO	III
ÍNDICE DE TABLAS.....	V
ÍNDICE DE FIGURAS	V
ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS.....	VIII
RESUMEN.....	X
ABSTRACT	XI

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES TEÓRICOS	14
2.2. BASES TEÓRICAS	14
2.2.1. Clasificación de Pliegues.....	14
2.2.2. Comportamiento tenso - deformacional	21
2.1. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS	25

CAPÍTULO III: MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA	27
3.2. TIEMPO O ÉPOCA EN LA QUE SE REALIZÓ LA INVESTIGACIÓN	27
3.3. PROCEDIMIENTO	27
3.3.1. Tipo, nivel, diseño y método de la investigación	27
3.3.2. Técnicas e instrumentos de recolección de datos	28
3.4. METODOLOGÍA	28
3.4.1. Etapa de Pre-campo.....	28
3.4.2. Etapa de Campo.....	28
3.4.3. Etapa de Gabinete.....	28
3.5. TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS	29

CAPÍTULO IV: ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS	30
4.1.1. GENERALIDADES.....	30

	Pág.
4.1.2. GEOMORFOLOGÍA	34
4.1.3. GEOLOGÍA REGIONAL.....	41
4.1.4. GEOLOGÍA LOCAL	43
4.1.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	52
4.2. DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	57
4.2.1. COMPORTAMIENTO TENSO - DEFORMACIONAL DE LAS ROCAS CALCÁREAS.	57
4.2.2. MODELAMIENTO GEOESTRUCTURAL DEL SINCLINAL OTUZCO	76
4.3. CONTRASTACIÓN DE LAS HIPÓTESIS	84
CAPÍTULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
5.1. CONCLUSIONES.....	85
5.2. RECOMENDACIONES	86
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1	Técnicas e instrumentos de recolección de datos.....	28
Tabla 2	Ruta de acceso a la zona de estudio	31
Tabla 3	Clima de la zona de estudio. Fuente: SENAMHI	32
Tabla 4	Parámetros del macizo rocoso de la Formación Yumagual.	59
Tabla 5	Parámetros del macizo rocoso de la Formación Mujarrum.....	62
Tabla 6	Parámetros del macizo rocoso del Grupo Quilquiñan.....	65
Tabla 7	Parámetros del macizo rocoso la Formación Cajamarca.....	69
Tabla 8	Parámetros del macizo rocoso la Formación Celendín.	72

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Esquema de un pliegue Cilíndrico (A), y un pliegue no Cilíndrico (B). Fuente: Lisle, (2004).....	15
----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----

Figura 2. Aspectos Geométricos de los Pliegues. Fuente: Fossen (2010).....	15
Figura 3. Clasificación de pliegues según su relación de la bóveda y los flancos. a) Pliegues Agudos, b) Pliegues Redondeados, c) Pliegues isoclinales, d) Pliegues en abanico, e) Pliegues Encofrados. Fuente: Berlousov, (1979).	16
Figura 4. Clasificación de Pliegues basado en su forma. Fuente: Hudleston (1973)	17
Figura 5. Clasificación de pliegues basada en la orientación de la línea de charnela y el plano axial. Fleuty 1964, modificado por Fossen 2010.....	18
Figura 6. Clasificación de pliegues basada en isógonas de buzamiento. Fuente: Ramsay (1967).....	19
Figura 7. Clases de pliegues, con espesor normalizado al limbo. Fuente: Ramsay (1967).	20
Figura 9. Deformación Elástica, viscosa y plástica, ilustrada por mecanismos análogos (izquierda), curvas de esfuerzo deformación (centro) y curvas de historia de deformación (derecha). Fuente: Fossen (2010).	22
Figura 10. Combinación de deformaciones elástica, viscosa y plástica, ilustrada por mecanismos análogos (izquierda), curvas de esfuerzo - deformación (centro) y curvas de historia de deformación (derecha). Fuente: Fossen, (2010).	23
Figura 11. Ilustración de la relación entre deformación dúctil y frágil, plástica y frágil. Fuente: Fossen, (2010).....	24
Figura 12. Plano de Ubicación de la zona de estudio.....	30
Figura 13. Imagen satelital mostrando la ubicación de la zona de estudio.	31
Figura 14. Drenaje de la zona de estudio.	34
Figura 15. Columna estratigráfica de la zona de estudio. Fuente: Ingemmet.	51
Figura 16. Curva Esfuerzo/Deformación.	53
Figura 17. Estructuras principales presentes en la zona de estudio.....	56

Figura 18. Proyección estereográfica y diagrama de esfuerzos principales de sistema de fallas de la zona.	57
Figura 19. Determinación del GSI para el macizo rocoso de la Formación Yumagual.	59
Figura 20. Análisis de resistencia del macizo rocoso para la Formación Yumagual, utilizando RocLab.....	60
Figura 21. Determinación del GSI para el macizo rocoso de la Formación Mujarrum.	62
Figura 22. Análisis de resistencia del macizo rocoso para la Formación Mujarrum, utilizando RocLab.....	63
Figura 23. Determinación del GSI para el macizo rocoso del Grupo Quilquiñan.	65
Figura 24. Análisis de resistencia del macizo rocoso para el Grupo Quilquiñan, utilizando RocLab.....	66
Figura 25. Determinación del GSI para el macizo rocoso de la Formación Cajamarca. ...	68
Figura 26. Análisis de resistencia del macizo rocoso para la Formación Cajamarca, utilizando RocLab.....	70
Figura 27. Determinación del GSI para el macizo rocoso de la formación Celendín.	72
Figura 28. Análisis de resistencia del macizo rocoso para la Formación Celendín, utilizando RocLab.....	73
Figura 29. Correlación tenso-deformacional de las unidades calcáreas del Cretáceo Superior.....	75
Figura 30. Proyección estereográfica del núcleo y los flancos del sinclinal Otuzco.	76
Figura 31. Plago geológico - estructural y Sección geológica.	78
Figura 32. Tiempo 1: Depositación de la secuencia sedimentaria, la división de las capas se ha considerado a escala de las unidades geológicas de la columna estratigráfica de Cajamarca.....	79
Figura 33. Tiempo 2: Compresión y generación de fallamiento con despegue en la base y propagación de plegamiento anticlinal hacia arriba.	79

Figura 34. Tiempo 3: Generación de fallamiento inverso en flor positiva que propaga un segundo pliegue anticlinal e imbrica las capas hacia el Oeste forjando una sinforma en abanico en medio de los dos anticlinales.....	80
Figura 35. La deformación homogénea en tres dimensiones. Fuente: Fernández et al. (2013).....	81
Figura 36. Secuencia de deformación durante la evolución del sinclinal Otuzco.....	83

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Foto N° 1. Plantaciones de Eucalipto dentro del área de estudio.	32
Foto N° 2. Plantas de Ciprés en el área de estudio.	33
Foto N° 3. Muestran uniformidad en la superficie aproximadamente a 3000 m.s.n.m	35
Foto N° 4. Superficie de erosión, 2800-3000 m.s.n.m.....	35
Foto N° 5. Drenaje del río Chonta.	36
Foto N° 6. Meandro en el río Chonta.....	36
Foto N° 7. Terrazas fluviales del río Chonta.	37
Foto N° 8. Cono Aluvial - paleodrenaje.	37
Foto N° 9. Lomadas redondeadas y subredondeadas.....	38
Foto N° 10. Laderas semiempinadas.....	39
Foto N° 11. Calizas de la formación Cajamarca con disolución.	39
Foto N° 12. Lenares en calizas de la formación Cajamarca.	40
Foto N° 14. Depósitos de llanura lagunar al oeste del lugar Pampa la Culebra.	40
Foto N° 15. Afloramiento de la Fm. Pariatambo, en la cual se observan calizas con estructuras de carga.....	44
Foto N° 16. Afloramiento de calizas de la Formación Yumagual.	45

	Pág.
Foto N° 17. Contacto entre la Formación Mujarrum y el Grupo Quilquiñán.....	46
Foto N° 18. Lumaquela de Exogyras en el techo de la Formación Mujarrum.	46
Foto N° 19. Contacto entre la Formación Mujarrum y las Formaciones Romiron y Coñor del Grupo Quilquiñan.	47
Foto N° 20. Contacto entre el Grupo Quilquiñan y la Formación Cajamarca.	48
Foto N° 21. Afloramiento de la Formación Cajamarca.	48
Foto N° 22. Afloramiento de Lutitas de la Formación Celendín.	49
Foto N° 23. Lutitas intercaladas con calizas nodulares de la Fm. Celendín, en la quebrada campanarune.	50
Foto N° 24. Eje del sinclinal Otuzco, se observa las capas de la Formación Celendín buzando de manera divergente.	54
Foto N° 25. Crochom de la falla Chonta donde se observa un desplazamiento sinextral..	55
Foto N° 26. Afloramiento del macizo rocoso de la Formación Yumagual, mostrando los sets de fracturas principales.	58
Foto N° 27. Afloramiento del macizo rocoso de la Formación Mujarrum, mostrando una blocosidad irregular por múltiple fracturamiento.	61
Foto N° 28. Afloramiento del macizo rocoso del Grupo Quilquiñan, mostrando una estructura fisible.....	64
Foto N° 29. Afloramiento del macizo rocoso de la Formación Cajamarca, mostrando una blocosidad regular cúbica.	67
Foto N° 30. Detalle de un bloque cúbico en el macizo rocoso de la Formación Cajamarca.	67
Foto N° 31. Afloramiento del macizo rocoso de la Formación Cajamarca, mostrando una blocosidad regular cúbica.	71

RESUMEN

La presente investigación se realizó en torno al sinclinal de Otuzco ubicado en el Distrito de Baños del Inca, Provincia de Cajamarca, con el objetivo de realizar el modelamiento geoestructural del sinclinal Otuzco basado en análisis tenso - deformacional de rocas calcáreas del Cretáceo superior. Para lo cual se realizó el cartografiado geológico del área a escala 1/20000, estaciones geoestructurales, se analizó el comportamiento tenso-deformacional de las rocas, se interpretó secciones geológicas, y finalmente se definió la configuración estructural del sinclinal Otuzco y los mecanismos que lo generaron; bajo la premisa de que el sinclinal Otuzco es un pliegue disharmónico en abanico producto del comportamiento tenso - deformacional viscoplástico de las rocas carbonatadas del cretáceo superior durante la compresión tectónica del Ciclo Andino.

Llegando a la conclusión que las unidades calcáreas del Cretáceo Superior presentan un comportamiento tenso-deformacional contrastable entre unidades resistentes con deformación frágil como las Fms. Cajamarca y Yumagual, unidades poco resistentes y con deformación dúctil Fm. Celendín y Gpo Quilquiñan, y una unidad con resistencia moderada con comportamiento frágil-dúctil Fm. Mujarrum. Y que el sinclinal Otuzco es un pliegue disharmónico en abanico con una relativa vergencia hacia el SSO con plano axial flexionado desarrollado como producto de la evolución de dos anticlinales adyacentes, anticlinal Baños del Inca y San Pedro, como propagación de fallas inversas lítricas de basamento; además presenta cuatro grados de deformación que estarían influenciados por las estructuras que lo generan así como por el comportamiento geomecánico de las rocas que experimentan la deformación, en su charnela los elipsoides se muestran no deformados en unidades estratigráficas inferiores; en el núcleo las unidades calcáreas del Cretáceo superior, presentan deformación plana con volumen constante y hacia ambos flancos presentan constricción aparente y aplastamiento aparente a niveles más superiores.

Palabras Clave:

Sinclinal Otuzco, Cretácico superior, comportamiento tenso-deformacional, modelamiento geoestructural.

ABSTRACT

The present research was carried around the Otuzco syncline located in the district Baños del Inca, province Cajamarca, with the objective of performing the geostructural modeling of the Otuzco syncline based on tenso - deformational analysis of calcareous rocks of the Upper Cretaceous. For which the geological mapping of the area at scale 1/20000, geostructural stations, the tense-deformational behavior of the rocks was analyzed, geological sections were interpreted, and finally it were defined the structural configuration of the Otuzco syncline and the mechanisms that generated; under the hypothesis that the Otuzco syncline is a fan-disharmonic fold product of the tenso - deformational viscoplastic behavior of the carbonate rocks of the upper Cretaceous during the tectonic compression of the Andean Cycle.

Concluding that the calcareous units of the Upper Cretaceous have a tenso - deformational contrastable behavior between resistant units with fragile deformation such as Fms. Cajamarca and Yumagual, units with little resistance and with ductile deformation Fm. Celendín and Gpo Quilquiñan, and a unit with moderate resistance with fragile-ductile behavior Fm. Mujarrum. And that the Otuzco syncline is a fan-disharmonic fold with a relative vergence towards the SSO with flexed axial plane developed as a result of the evolution of two adjacent anticlines, Baños del Inca and San Pedro anticlines, as a propagation of basement lystric faults; also it presents four degrees of deformation that would be influenced by the structures that generate it as well as by the geomechanical behavior of the rocks that undergo the deformation, in its hinge the ellipsoids are shown not deformed in inferior stratigraphic units; in the nucleus, the calcareous units of the upper Cretaceous present flat deformation with constant volume and towards both flanks they present apparent constriction and apparent crushing at higher levels.

Keywords:

Sinclinal Otuzco, superior Cretaceous, tense deformational behavior, geostructural modeling.

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

El sinclinal Otuzco es una estructura geológica enigmática ubicada en la región Cajamarca a 7 Km al Este de la ciudad de Cajamarca, entre Otuzco y Polloquito, Presenta una configuración estructural singular, emplazado con rumbo ONO y en cuyo núcleo afloran rocas calcáreas del Cretáceo superior con estratos buzando en sentido divergente que van cambiando de sentido, a convergente, de manera progresiva hacia los flancos; condición inusual en los pliegues de la región. Por lo que es menester analizar el comportamiento tenso - deformacional de las rocas calcáreas del Cretáceo superior con el fin de modelar el sinclinal Otuzco y postular su tipificación, características geoestructurales y mecanismos de deformación.

La presente investigación tiene por objetivo general: Realizar el modelamiento geoestructural del sinclinal Otuzco basado en análisis tenso-deformacional de rocas calcáreas del cretáceo superior, que será alcanzado a partir de los objetivos específicos que son: Realizar el cartografiado geológico del área en torno al sinclinal Otuzco a escala 1/20000, Realizar estaciones geoestructurales, Analizar el comportamiento tenso-deformacional de rocas calcáreas del cretáceo superior en el área, Interpretar secciones geológicas – estructurales, Definir la configuración estructural del sinclinal Otuzco y los mecanismos que lo generaron.

La investigación responde a las preguntas: ¿Cuál es modelo geoestructural del sinclinal Otuzco? y ¿Cuál es el comportamiento tenso-deformacional de las rocas calcáreas del Cretáceo superior en el sinclinal Otuzco?, para lo cual se ha planteado un hipótesis general de que el sinclinal Otuzco es un pliegue disharmónico en abanico producto del comportamiento tenso - deformacional viscoplástico de las rocas carbonatadas del cretáceo superior durante la compresión tectónica del Ciclo Andino.

Esta investigación abarcó el estudio geológico del área en torno al sinclinal Otuzco incluyendo el contexto geológico local y regional: Estratigrafía, geología estructural y geotectónica. Así como un análisis tenso - deformacional de las rocas calcáreas del Cretáceo superior.

El cuerpo de la tesis se ha organizado en los siguientes capítulos:

Capítulo II. Marco teórico, en el que se describen los antecedentes teóricos, las bases teóricas y la definición de término.

Capítulo III. Materiales y Métodos, en el que se hace hincapié en la ubicación y tiempo en que se realizó la investigación, así como el procedimiento, tratamiento y análisis de datos.

Capítulo IV. Análisis y Discusión de resultados: en el que realizamos la presentación de los resultados, la discusión de los mismos y la contrastación de la hipótesis.

Capítulo V. Conclusiones y Recomendaciones: en el que se expresan las conclusiones de esta investigación y las recomendaciones pertinentes.

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES TEÓRICOS

El área en torno al sinclinal Otuzco ha sido estudiada como parte de otras investigaciones anteriores, así en Chuquiruna (2009) realizó una caracterización estratigráfica y estructural de la subcuenca Chonta – Cajamarca mediante aplicaciones SIG. Bardales (2014) estudió el área en su Tesis de grado análisis estructural de las secuencias Cretáceas de los Baños del Inca y alrededores donde tipifica el sinclinal Otuzco como pliegue cilíndrico asimétrico. Así mismo Navarro – Ramirez et.al. (2016) realizaron una investigación en el área, reportando una data sedimentológica y geoquímica de los carbonatos neríticos del Albiano – Turoniano, los datos que muestra son significativos, ya que representan uno de los sectores más expandidos en todo el mundo de este intervalo de tiempo geológico y permite entender la evolución paleoceanográfica del sureste del Pacífico subecuatorial.

2.2. BASES TEÓRICAS

2.2.1. Clasificación de Pliegues

Los pliegues son estructuras dúctiles, aun cuando a menudo llevan asociadas estructuras frágiles. Esto es debido a que algunas rocas, principalmente las sedimentarias, tienen un comportamiento dúctil, incluso a temperatura ambiente, al menos hasta adquirir una cierta cantidad de deformación. Sitter (1976).

2.2.1.1. Pliegues Cilíndricos y No Cilíndricos

Buena parte de las clasificaciones de pliegues se basan en la forma de las superficies plegadas.

En un pliegue **Cilíndrico**, la forma de una superficie curvada puede ser generada llevando una línea recta y moviéndolo mientras se mantiene paralela a sí misma en el espacio.

Los pliegues que no pueden ser generados por la traslación de una línea recta son llamados **No Cilíndricos**.

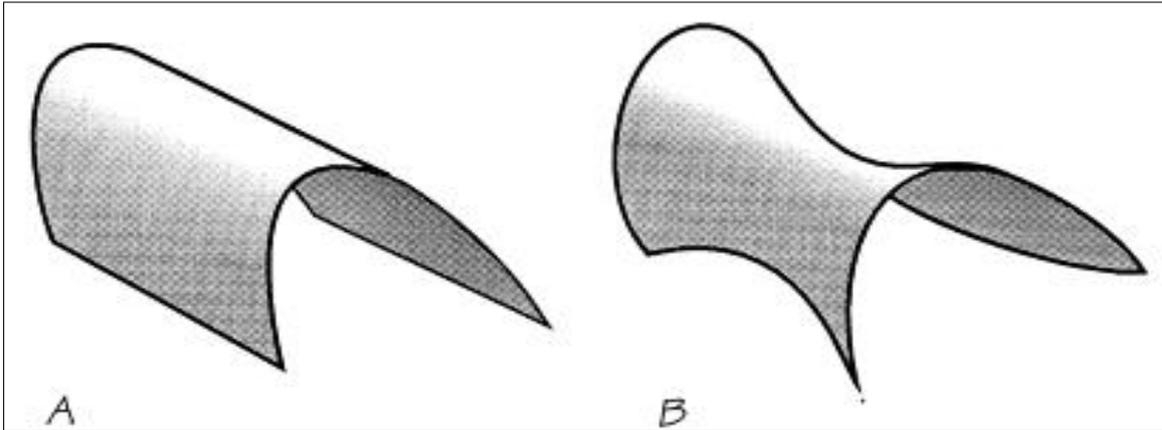


Figura 1. Esquema de un pliegue Cilíndrico (A), y un pliegue no Cilíndrico (B). Fuente: Lisle, (2004).

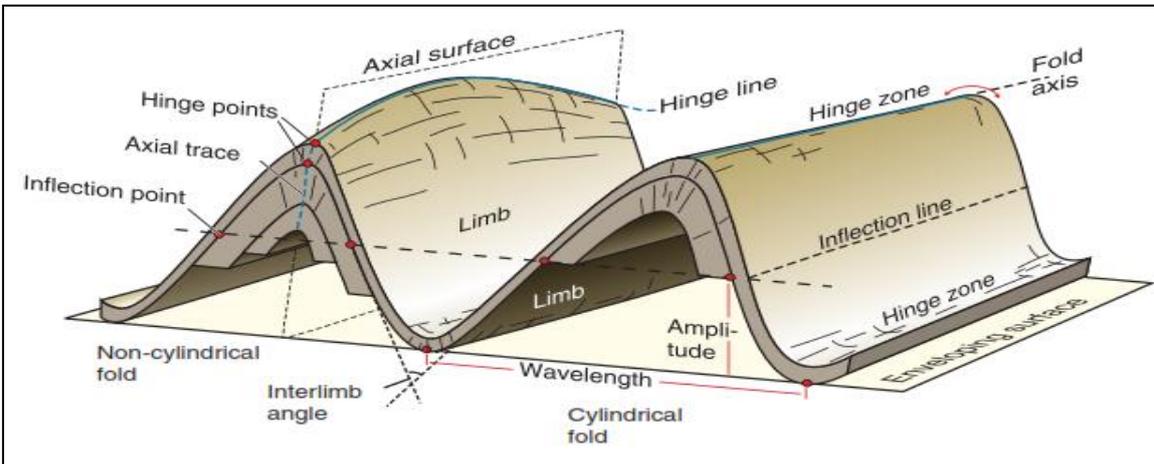


Figura 2. Aspectos Geométricos de los Pliegues. Fuente: Fossen (2010).

TRADUCCIÓN			
<i>Inglés</i>	Español	<i>Inglés</i>	Español
<i>Axial surface</i>	Superficie axial	<i>Hinge line</i>	Línea de charnela
<i>Limb</i>	Flanco	<i>Hinge zone</i>	Zona de charnela
<i>Fold axis</i>	Eje axial (Eje del	<i>Inflection line</i>	Línea de inflexión
<i>Amplitude</i>	Amplitud de honda	<i>Inflection point</i>	Punto de inflexión
<i>Axial trace</i>	Traza axial	<i>Hinge points</i>	Punto de charnela
<i>Non-cylindrical fold</i>	Pliegue cilíndrico	<i>Interlimb angle</i>	Ángulo interflanco
<i>Wavelength</i>	Longitud de onda		

2.2.1.2. Clasificación de pliegues según su forma geométrica

Según la relación existente entre los flancos y la bóveda, los pliegues se clasifican en: *Agudos* (bóveda aguda), *Redondeados* (bóveda redondeada), *Abiertos* (los flancos se separan en ángulo obtuso), *Isoclinales* (los flancos son paralelos entres sí), *En Abanico* (es característica de estos pliegues la estrangulación transversal del pliegue), y pliegues *Encofrados o En Cajon* (de bóveda ancha en pendiente suave y flancos abruptos). Berlousov, (1979).

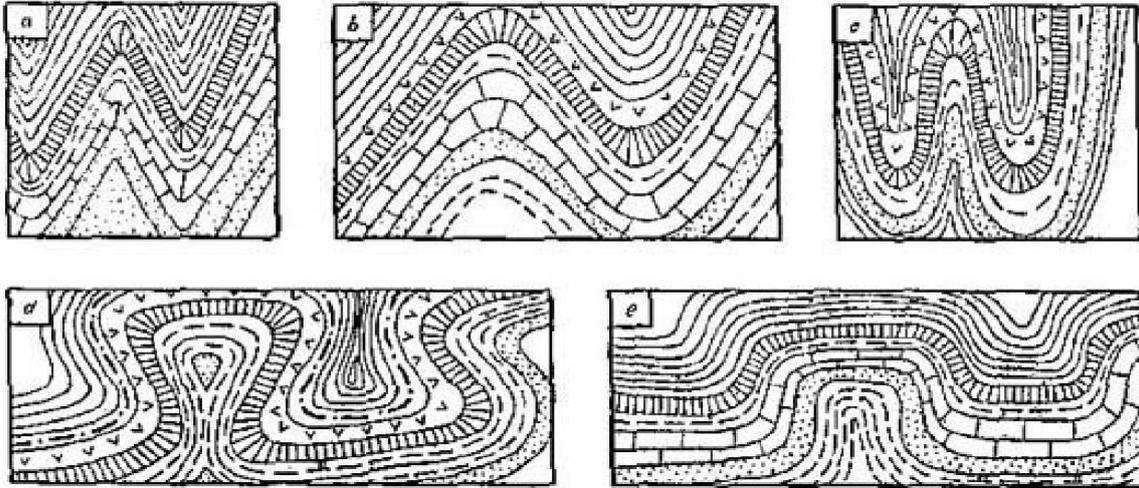


Figura 3. Clasificación de pliegues según su relación de la bóveda y los flancos. a) Pliegues Agudos, b) Pliegues Redondeados, c) Pliegues isoclinales, d) Pliegues en abanico, e) Pliegues Encofrados. Fuente: Berlousov, (1979).

Hudleston (1973) realizó una clasificación de la forma de los pliegues aplicando análisis armónico simple (transformación de Fourier) donde una función matemática es ajustada a una superficie plegada. Con lo que preparó un sistema de clasificación visual para los pliegues. (Ver figura 4)

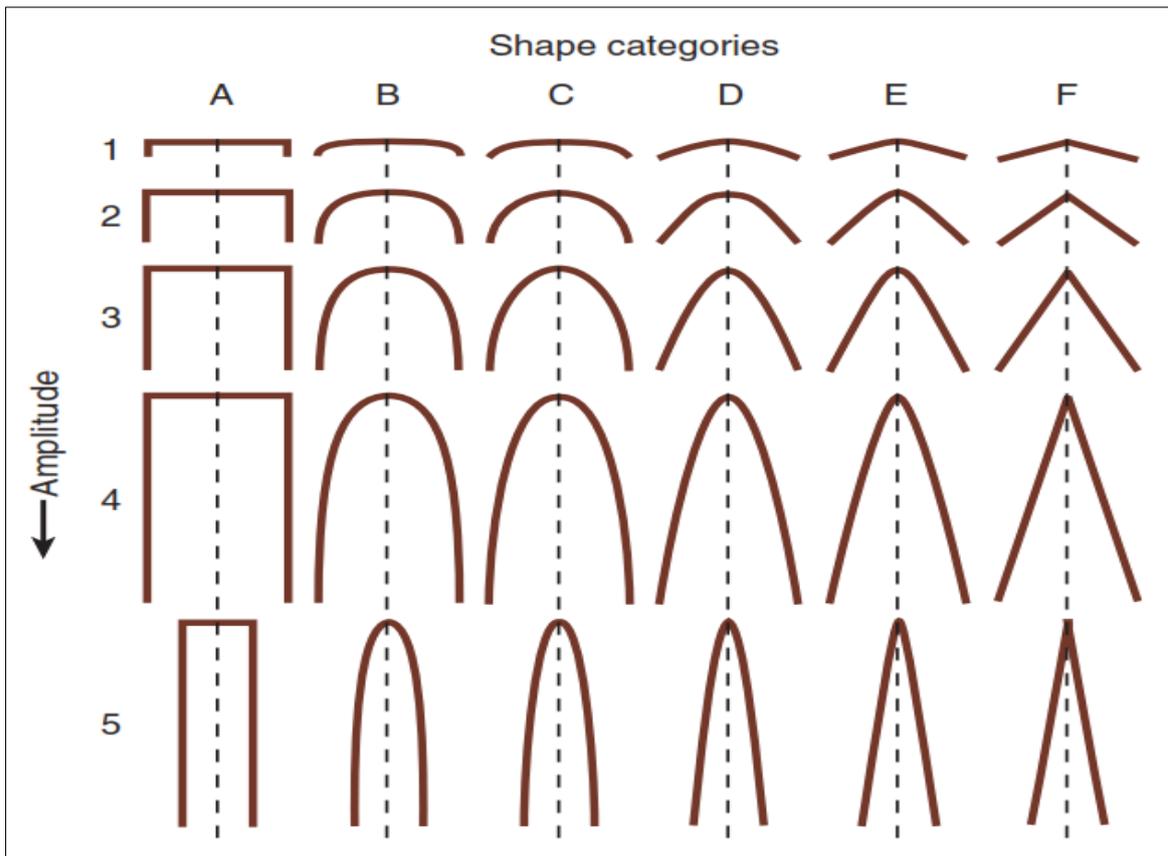


Figura 4. Clasificación de Pliegues basado en su forma. Fuente: Hudleston (1973)

TRADUCCIÓN			
Inglés	Español	Inglés	Español
Shape categories	Categoría de forma	Amplitude	Amplitud

En rocas estratificadas, los pliegues pueden ser repetidos con similar forma en la dirección del eje axial, estos pliegues son llamados *Pliegues Harmónicos*. Si los pliegues son diferentes en la longitud de onda y forma a lo largo del eje axial o desaparecen en esta dirección, se dice que son *Pliegues Disharmónicos*.

2.2.1.3. Clasificación de pliegues según la inclinación del plano axial

Fleuty (1964) realizó la clasificación de los pliegues según la inclinación del plano axial y el plunge de la línea de charnela, que fue modificada por Fossen (2010). Comúnmente se usan los términos **Recto** (para pliegues con plano axial vertical y línea de charnela horizontal), y **Recumbente** (para pliegues con plano axial y línea de charnela horizontal)

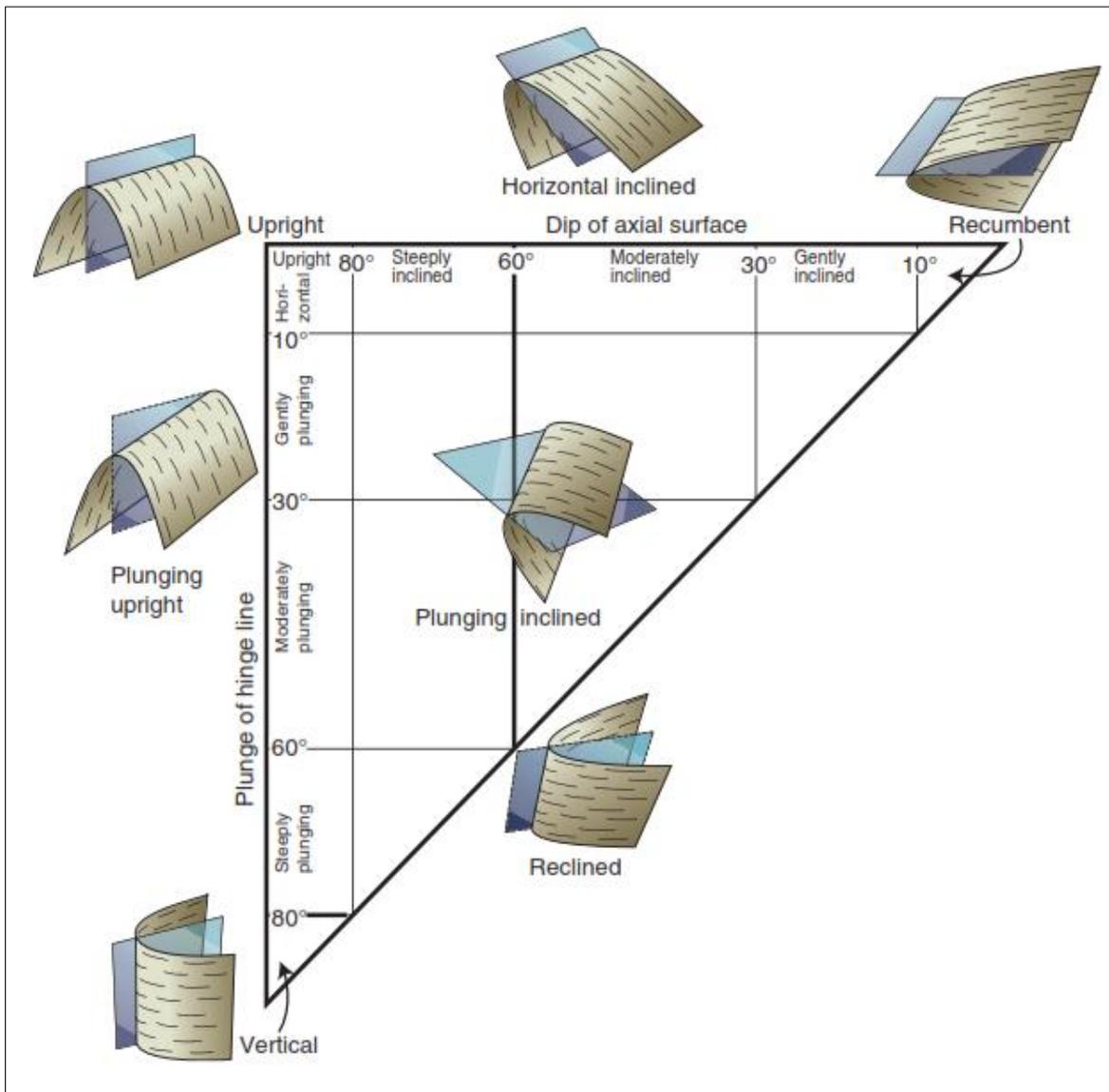


Figura 5. Clasificación de pliegues basada en la orientación de la línea de charnela y el plano axial. Fleuty 1964, modificado por Fossen 2010

TRADUCCIÓN			
<i>Inglés</i>	Español	<i>Inglés</i>	Español
<i>Plunge of hinge line</i>	Inmersión de la línea de charnela	<i>Dip of axial surface</i>	Inclinación de la superficie axial
<i>Plunging upright</i>	Inmersión vertical	<i>Upright</i>	Recto
<i>Horizontal inclined</i>	Inclinación horizontal	<i>Recumbent</i>	Recumbente
<i>Reclined</i>	Reclinado	<i>Plunging inclined</i>	Inmersión inclinada
<i>Steeply plunging</i>	Inmersión fuerte	<i>Moderately</i>	Inmersión moderada
<i>Gently plunging</i>	Inmersión suave	<i>Steeply inclined</i>	Inclinación fuerte
<i>Moderately inclined</i>	Inclinación	<i>Gently inclined</i>	Inclinación suave

2.2.1.4. Clasificación de pliegues según isógonas de buzamiento

Algunos pliegues tienen capas que mantienen su espesor a lo largo del pliegue, mientras otros muestran flancos o charnelas engrosadas. Estas características y rasgos asociados, fueron exploradas por el geólogo británico Ramsay, J. (1967), quien clasificó los pliegues geoméricamente por medio de isógonas de buzamiento. Orientando el pliegue para que su traza axial sea vertical, líneas o isógonas de buzamiento pueden ser dibujadas entre puntos de igual buzamiento (inclinación) en los bordes externos e internos de una capa plegada. Las isógonas de buzamiento son líneas que conectan puntos de idéntico buzamiento para pliegues orientados verticalmente; ya que representan la diferencia entre los dos bordes y así los cambios en el espesor de las capas. Como se ve en la figura:

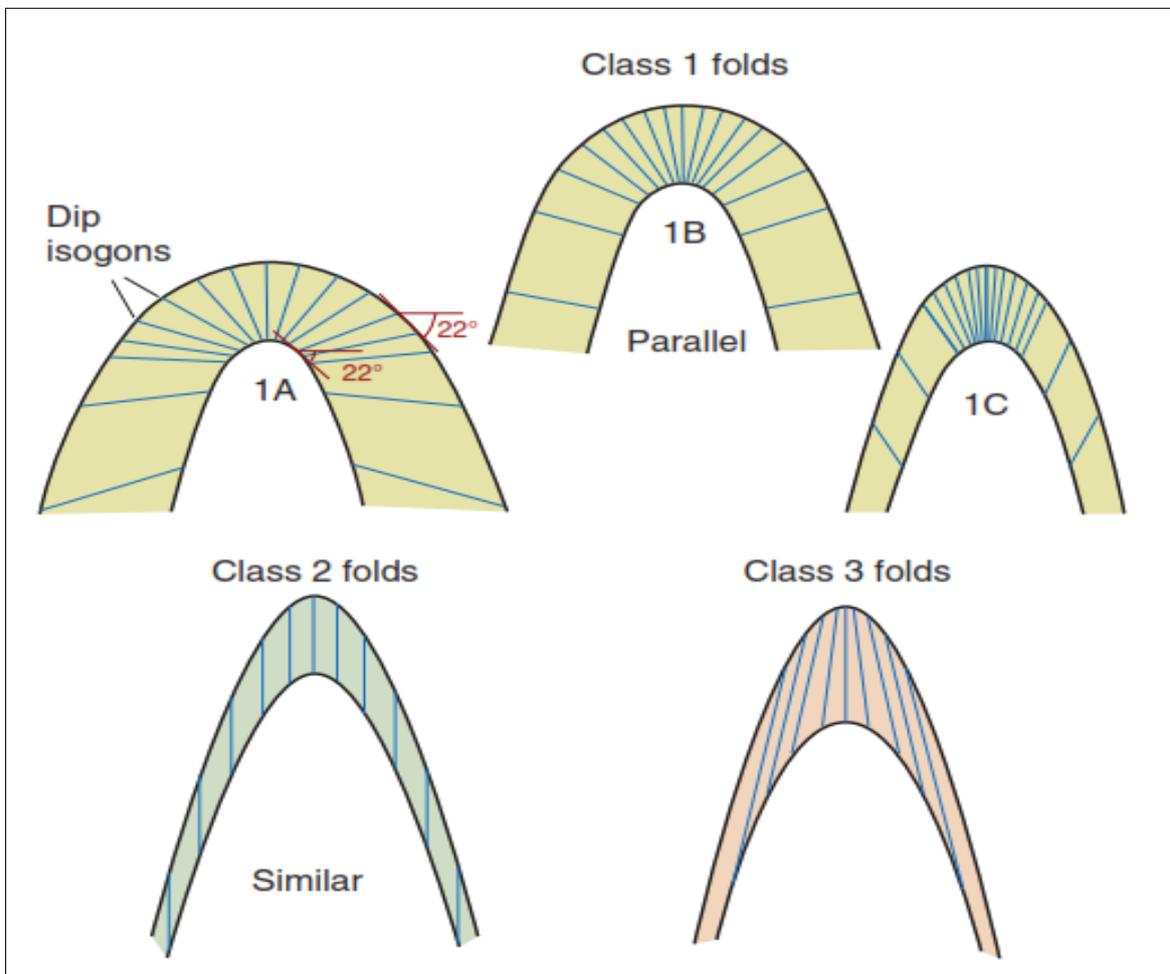


Figura 6. Clasificación de pliegues basada en isógonas de buzamiento. Fuente: Ramsay (1967).

TRADUCCIÓN			
Inglés	Español	Inglés	Español
<i>Dip isogons</i>	Isógonas de inclinación	<i>Class folds</i>	Pliegues de clase
<i>Parallel</i>	Paralela	<i>Similar</i>	Similar

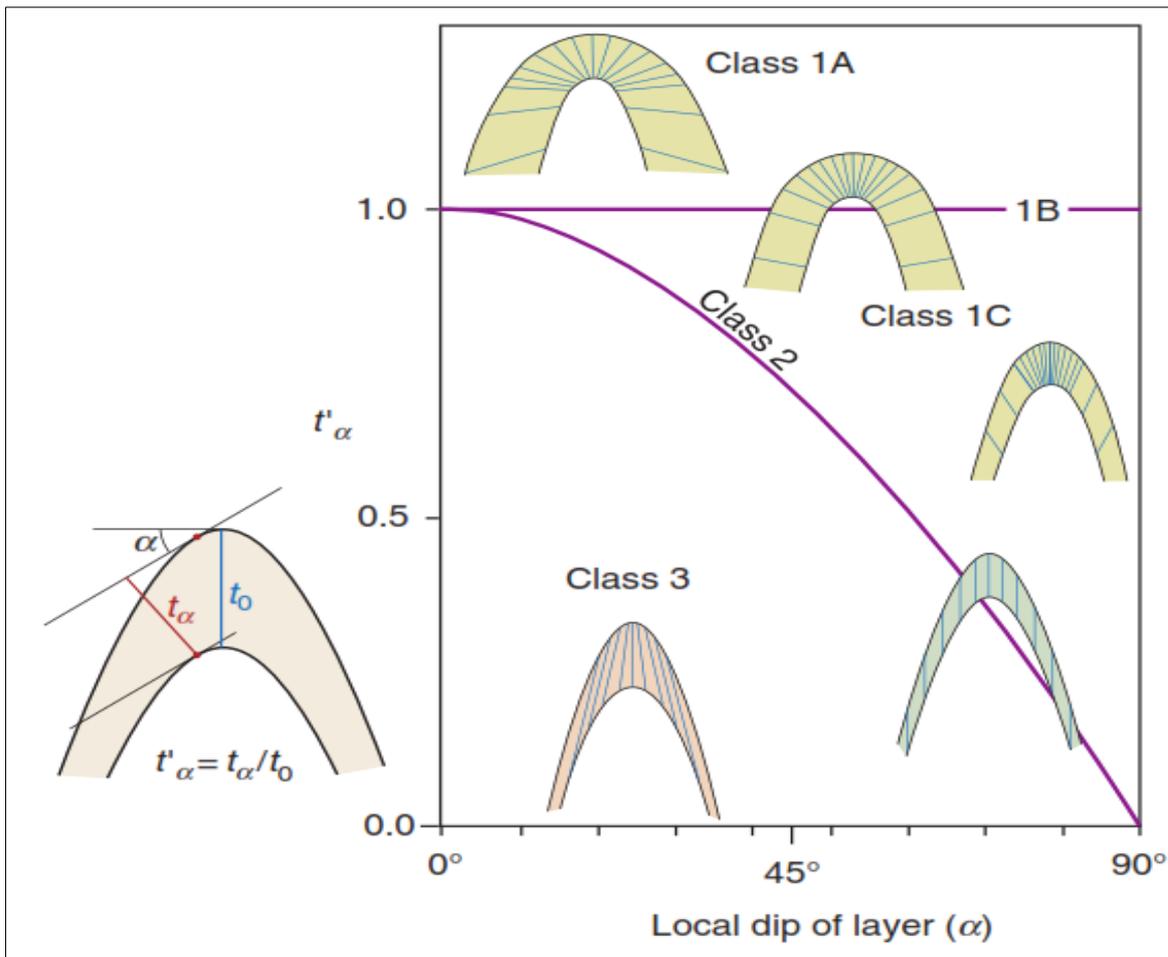


Figura 7. Clases de pliegues, con espesor normalizado al limbo. Fuente: Ramsay (1967).

TRADUCCIÓN			
Inglés	Español	Inglés	Español
Local dip of layer	Inmersión local de la capa	Class	Clase

Basado en las isógonas de buzamiento, los pliegues pueden ser clasificados en tres tipos principales:

Clase 1: Las isógonas de buzamiento convergen hacia el arco interior, que es más ajustado que el arco exterior.

Clase 2: (Pliegues similares, también llamados pliegues cortados), Las isógonas de buzamiento son paralelas a la traza axial. La forma de los arcos interno y externo son idénticos.

Clase 3: Las isógonas de buzamiento divergen hacia el arco interior, que es más abierto que el arco exterior.

Los pliegues de Clase 1 son subdivididos en Clases 1A, 1B, y 1C. Los pliegues 1A son caracterizados por zonas de charnela adelgazadas, mientras que los pliegues 1B, también llamados **pliegues paralelos**, y si tienen forma circular son llamados **pliegues concéntricos**, tienen espesor de capas constante. Los pliegues de clase 1C tienen flancos un poco más adelgazados.

Los pliegues de clase 2, y particularmente, los pliegues de Clase 3 tienen flancos adelgazados y charnelas engrosadas. Entre estas clases, clase 1B (paralelo) y 2 (similar) las geometrías se destacan porque ellos son fáciles de construir y fáciles para identificarlos en campo.

2.2.2. Comportamiento tenso - deformacional

El comportamiento de las rocas al ser aplicados en un campo de esfuerzos es estudiado mediante modelos reológicos; la reología es el estudio de la deformación y el flujo de la materia Martínez (2002). Si consideramos la roca como un medio continuo descuidamos las heterogeneidades como las microfracturas, los bordes de los granos de minerales y los espacios de los poros y consideramos que las propiedades físicas son constantes o que cambian uniformemente en todo el volumen de roca, matemáticas y físicas simples pueden ser usadas para describir y analizar la deformación de las rocas en el marco de la mecánica de medios continuos, Fossen (2010).

En un simple e idealizado contexto de mecánica de medios continuos, los materiales pueden reaccionar frente al esfuerzo en tres fundamentales formas diferentes: por deformación elástica, plástica y viscosa. En adición hay deformación frágil y flujo cataclástico, pero estas están fuera del campo de la mecánica de medios continuos. Como las condiciones físicas cambian durante la historia de deformación, un material dado puede deformarse de acuerdo a cada uno de estos tipos de flujo y eventualmente entrar en el campo de la deformación frágil, Fossen (2010). Las deformaciones son comúnmente analizadas por diagramas esfuerzo – deformación.

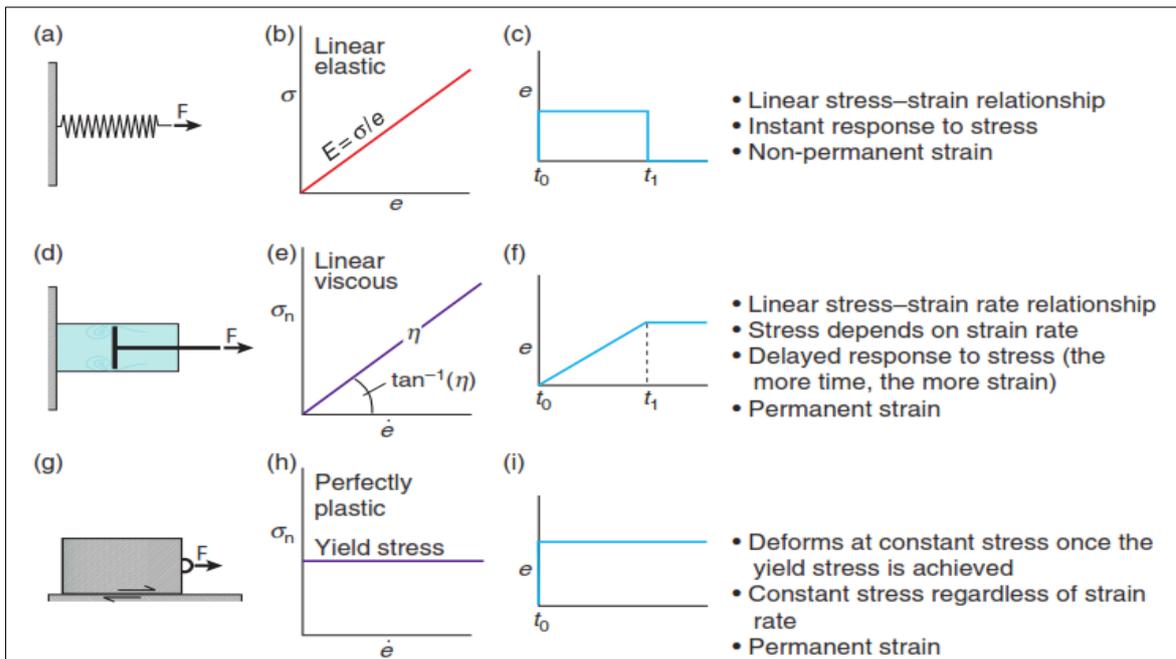


Figura 8. Deformación Elástica, viscosa y plástica, ilustrada por mecanismos análogos (izquierda), curvas de esfuerzo deformación (centro) y curvas de historia de deformación (derecha). Fuente: Fossen (2010).

TRADUCCIÓN	
Inglés	Español
<i>Linear stress-strain relationship</i>	Relación tensión-deformación lineal
<i>Instant response to stress</i>	Respuesta instantánea al estrés
<i>Non-permanent strain</i>	Tensión no permanente
<i>Linear stress-strain rate relationship</i>	Relación de tensión lineal-tensión
<i>Stress depends on strain rate</i>	El estrés depende de la tasa de tensión
<i>Delayed response to stress (the more time, the more strain)</i>	Respuesta tardía al estrés
<i>Permanent strain</i>	Tensión permanente
<i>Deforms at constant stress once the yield stress is achieved</i>	Se deforma a una tensión constante una vez que se alcanza la tensión de rendimiento
<i>Constant stress regardless of strain rate</i>	Tensión constante independientemente de la tasa de deformación
<i>Linear elastic</i>	Lineal elástico
<i>Linear viscous</i>	Lineal viscoso
<i>Perfectly plastic</i>	Perfectamente plástico
<i>Yield stress</i>	Estrés de rendimiento

Las rocas y otros materiales naturales son reologicamente complejos y generalmente no actúan como materiales elásticos, viscosos o plásticos perfectos. Por lo tanto puede ser útil la combinación de los tres tipos de deformaciones para describir la deformación natural de las rocas. Fossen, (2010), así un material puede ser elástico – plástico (Material Prandtl), Viscoplástico (Material Bingham) y Viscoelástico.

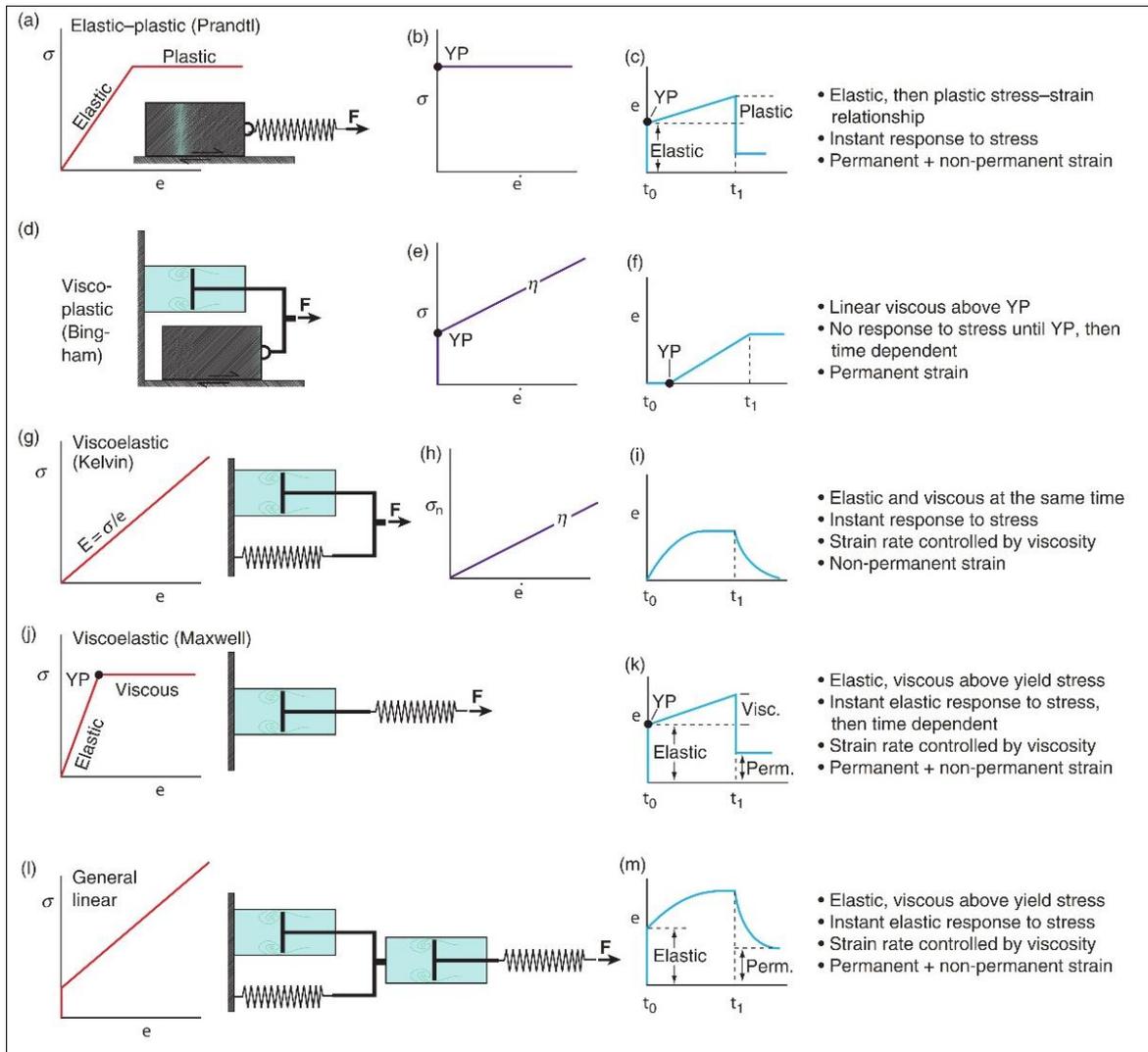


Figura 9. Combinación de deformaciones elástica, viscosa y plástica, ilustrada por mecanismos análogos (izquierda), curvas de esfuerzo - deformación (centro) y curvas de historia de deformación (derecha). Fuente: Fossen, (2010).

TRADUCCIÓN	
Inglés	Español
<i>Elastic, then plastic stress-strain relationship</i>	Elástico, y la relación tensión-tensión plástica
<i>Instant response to stress</i>	Respuesta instantánea al estrés
<i>Permanent + non-permanent strain</i>	Tensión permanente + no permanente
<i>Linear viscous above YP</i>	Lineal viscoso por encima de YP

<i>No response to stress until YP, then time dependent</i>	No hay respuesta al estrés hasta YP, entonces depende del tiempo
<i>Permanent strain</i>	Tensión permanente
<i>Elastic and viscous at the same time</i>	Elástica y viscosa a la vez
<i>Instant response to stress</i>	Respuesta instantánea al estrés
<i>Strain rate controlled by viscosity</i>	Tasa de deformación controlada por viscosidad
<i>Non-permanent strain</i>	Cepa no permanente
<i>Elastic, viscous above yield stress</i>	Elástico, viscoso por encima de los rendimientos
<i>Instant elastic response to stress, then time dependent</i>	Respuesta elástica instantánea al estrés, luego dependiente del tiempo
<i>Instant elastic response to stress</i>	Respuesta elástica instantánea al estrés

En geología estructural los términos más comunes para describir la deformación son Dúctil y Frágil, la transición está referido como Frágil – dúctil. Para una teórica corteza uniforme monolitológica con un incremento gradual hacia abajo en temperatura, esperaríamos una sola zona transicional frágil – dúctil a la profundidad donde el flujo activado por temperatura es significativo. Fossen, (2010).

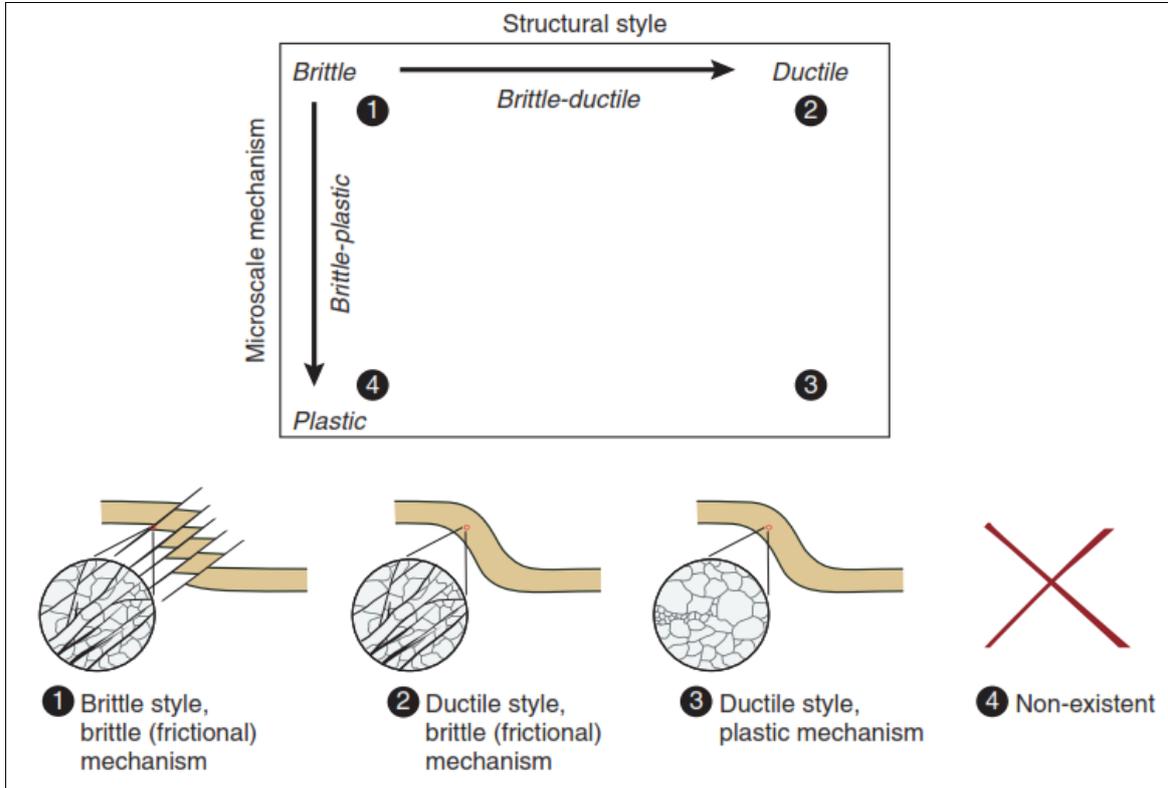


Figura 10. Ilustración de la relación entre deformación dúctil y frágil, plástica y frágil. Fuente: Fossen, (2010).

TRADUCCIÓN	
<i>Inglés</i>	Español
<i>Microscale mechanism</i>	Mecanismo de microescala
<i>Structural style</i>	Estilo estructural
<i>Brittle-plastic</i>	Plástico frágil
<i>Brittle atyle, brittle (frictional) mechanism</i>	Estilo frágil, mecanismo frágil (fricción)
<i>Brittle-ductile</i>	Frágil dúctil
<i>Ductile style, brittle (frictional) mechanism</i>	Estilo dúctil, mecanismo frágil (fricción)
<i>Ductile style, plastic mechanism</i>	Estilo dúctil, mecanismo plástico
<i>Non-existente</i>	No existente

2.1. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS

Deformación: Modificación que sufre una roca o material por acción de uno o más esfuerzos. Las deformaciones de los materiales están regida o controlada por la Ley de Young. Existen dos tipos de deformación: elástica y plástica. (Dávila, 2006)

Pliegue: Deformación de las rocas estratificadas, debido a los esfuerzos de compresión, a las propiedades plásticas de éstas y a las condiciones de elevada presión reinantes, tomando formas onduladas. (Fleuty, 1964)

Cizallamiento: Es el proceso de fracturamiento de las rocas debido a los esfuerzos tectónicos. El cizallamiento se produce mayormente en las rocas clásticas en las zonas de fallamiento en las crestas de los anticlinales. (Ramsay, 1967)

Compresión: En geología estructural sistema de fuerzas o esfuerzos que tiende a decrecer el volumen de una determinada sustancia. También, el cambio de volumen producido por sistema de fuerzas. (Dávila, 2006)

Diaclasa: Fractura o junta que aparece en el cuerpo de una roca ocasionalmente producida por los esfuerzos tectónicos, presentado direcciones definidas a las cuales se les denomina sistemas de diaclasas. Las diaclasas tienen especial importancia en el modelado terrestre dado que facilita la erosión. El diaclasamiento está controlado por la estructura geológica y por las deformaciones tectónicas. (Ramsay, 1967)

Dúctil: Propiedad de los materiales a deformarse considerablemente ante un esfuerzo, antes de producirse su ruptura. Esta propiedad es aprovechada para darle la forma requerida. (Fossen, 2010)

Falla: Desplazamiento de un bloque rocoso con respecto a otro colindante a éste o de ambos bloques, a través de un plano denominado "plano de falla". Las fallas son producto de esfuerzos tectónicos, producto de la epirogenesis, orogenia, diastrofismo, tectónica de placas o cualquier otro tipo de desplazamiento de parte de la corteza. (Ramsay, 1967)

Flexión: Cambio brusco de rumbo de los plegamientos debido a los esfuerzos tectónicos. (Dávila, 2006)

Flexura: Adelgazamiento de los estratos a causa de un plegamiento. (Sitter, 1976)

Frágil: Propiedad de un material a deformarse o romperse ante un esfuerzo pequeño. (Fossen, 2010)

Histéresis: Propiedad de los materiales de recuperar su forma original, después de un cierto tiempo de haber cesado el esfuerzo deformante. (Fossen, 2010)

Relajamiento: En geología estructural experimental, momento de quitar el esfuerzo aplicado a un cuerpo y éste deja de deformarse, volviendo a su forma inicial (si el cuerpo es elástico) o permaneciendo la deformación (si es plástico). (Sitter, 1976)

CAPÍTULO III: MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio se ubica en la localidad de Otuzco, distrito Baños del Inca, Provincia de Cajamarca, Región Cajamarca. (Figura 12). A 9 Km al NE de la ciudad de Cajamarca.

3.2. TIEMPO O ÉPOCA EN LA QUE SE REALIZÓ LA INVESTIGACIÓN

Esta investigación se realizará durante los meses agosto 2017– septiembre del año 2018

3.3. PROCEDIMIENTO

3.3.1. Tipo, nivel, diseño y método de la investigación

La investigación es:

Tipo: Mixta, Predominantemente se realizan precisiones cuantitativas.

Nivel: Descriptiva - correlacional, la investigación se inicia con descripción de las características geológicas y finalizará como explicativa de la configuración geoestructural del sinclinal Otuzco y el comportamiento tenso - deformacional de las rocas calcáreas del Cretáceo superior y haciendo correlaciones de las variables.

Diseño: No Experimental-Transversal, la investigación se basará en observar los fenómenos tal y como se dan en su contexto natural en el momento actual, para después analizarlos.

Método: Deductivo-Inductivo, Se analizará las características particulares en torno al sinclinal para obtener una conclusión generalizada.

3.3.2. Técnicas e instrumentos de recolección de datos

Tabla 1. Técnicas e instrumentos de recolección de datos.

TÉCNICAS	INSTRUMENTOS
Análisis documental	Fichas textuales y de resumen, recurriendo a fuentes documentales como: libros especializados, artículos oficiales e internet.
Cartografiado geológico	Planos topográficos e imagen satelital, GPS, brújula, protáctor, lupa, rayador, picota, tablero, libreta de campo, portaminas, pinturas, entre otros.
Registro fotográfico	Cámara fotográfica.
Estaciones geoestructurales	Tabla de recolección de datos geoestructurales

3.4. METODOLOGÍA

3.4.1. Etapa de Pre-campo

- a) Se realizó la recopilación de información existente en el área de estudio, investigaciones anteriores local y regionalmente.
- c) Interpretación de imágenes y fotografías satelitales, utilizando los softwares Google Earth y ArcGIS, con el fin determinar la geometría, distribución y el tipo de rocas y estructuras dentro del área.
- d) Elaboración de planos referenciales, topográfico e imagen satelital, para el cartografiado.

3.4.2. Etapa de Campo

- a) Cartografiado geológico diferenciando estratigrafía y estructuras.
- b) Recolección de datos estructurales, fallas y pliegues.

3.4.3. Etapa de Gabinete

- a) Interpretación y validación de la información geológica, estratigráfica y estructural obtenida durante los trabajos de campo.
- b) Reinterpretación de imágenes y fotografías satelitales.
- c) Generación de mapas geológicos actualizados a escala 1:20,000.

- d) Generación de mapa estructural actualizados a escala 1:20,000.
- e) Elaboración de secciones estructurales.
- f) Elaboración del modelo estructural
- g) Elaboración del informe científico final.

3.5. TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS

- ✓ Con los datos del cartografiado geológico se integró los planos geológico, estructural y secciones geológicas utilizando ArcGis 10.3 y AutoCad; con cuyos resultados se interpretó el comportamiento tenso - deformacional de las rocas calcáreas del cretáceo superior en el sinclinal de Otuzco.
- ✓ Los resultados tenso - deformacionales se realizó utilizando los softwares Dips y FaultKin.
- ✓ Los resultados se encuentran en los planos, tablas, figuras y gráficos con su respectiva interpretación como parte integral de la Tesis.

CAPÍTULO IV: ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

4.1.1. GENERALIDADES

4.1.1.1. UBICACIÓN

La zona de estudio se ubica en la localidad de Otuzco, distrito Baños del Inca, Provincia de Cajamarca, Región Cajamarca. (Figura 12). A 9 Km al NE de la ciudad de Cajamarca (Figura 13)

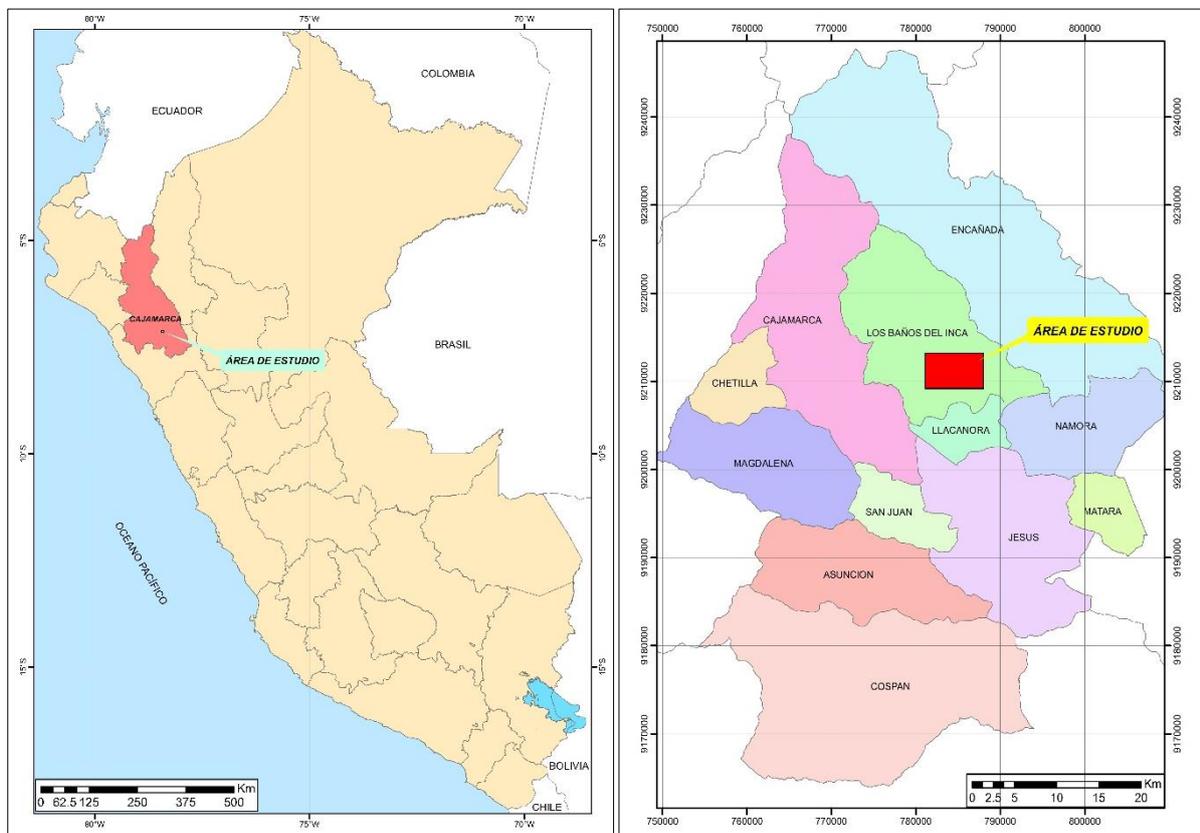


Figura 11. Plano de Ubicación de la zona de estudio.



Figura 12. Imagen satelital mostrando la ubicación de la zona de estudio.

4.1.1.2. ACCESIBILIDAD.

La principal ruta de acceso, desde la ciudad de Cajamarca, es la carretera que va al poblado de Otuzco, desde donde se accede a la zona de estudio siguiendo una trocha que va hacia el cerro Licliconga.

El siguiente cuadro resume las principales rutas con distancias, tiempos y tipos de vía:

Tabla 2. Ruta de acceso a la zona de estudio

TRAMO	TIPO DE CARRETERA	KM	TIEMPO (min)
Cajamarca- Otuzco	Asfaltada	9	30
Otuzco - Área de estudio.	Trocha	1	30
TOTAL		10	1 hora

4.1.1.3. CLIMA Y VEGETACIÓN.

El área de estudio presenta diferentes tipos de clima que está determinado por diferentes factores, siendo los principales la altitud respecto al nivel del mar, y la topografía del terreno que da origen a un clima tropical.

Este lugar pertenece a la región Quechua, tiene un clima templado. De acuerdo al SENAMHI a 2750 m.n.s.m se ha registrado una temperatura media de 16 °C y una lluvia de 500 mm.

Tabla 3. Clima de la zona de estudio. Fuente: SENAMHI

ÍNDICES	PARÁMETROS	Posee un clima sub-húmedo y templado	
		TEMPERATURA	PRECIPITACIÓN
Máxima		24° C	925 mm
Mínima		-3° C	255 mm
Promedio		16° C	500 mm
MESES DE LLUVIA	Periodo lluvioso: Enero - Marzo		
MESES DE ESTIAJE	Periodo seco : Abril - Junio		

La vegetación de la zona está representada por pencas, eucaliptos, cipreses, capulíes e icho además cultivos como Avena forrajera, cebada, maíz amiláceo, maíz choclo, oca, olluco, papa, trigo.



Foto N° 1. Plantaciones de Eucalipto dentro del área de estudio.



Foto N° 2. Plantas de Ciprés en el área de estudio en el sector Qda. Linderos.

4.1.1.4. HIDROGRAFÍA

El área de estudio está disectada por la quebrada Campanarune que pertenece a la cuenca del río Chonta.

Las características del flujo de agua superficial en el área de estudio están en función a la precipitación y descargas del agua subterránea; donde los flujos estacionales varían constante y ampliamente de magnitud de mayores durante la temporada húmeda o de altas precipitaciones (Diciembre-Marzo) donde se genera grandes incrementos de los flujos y son menores durante la temporada seca o de poca precipitación (Mayo-Noviembre) éstos pueden incrementarse significativamente debido a eventos puntuales de precipitación.

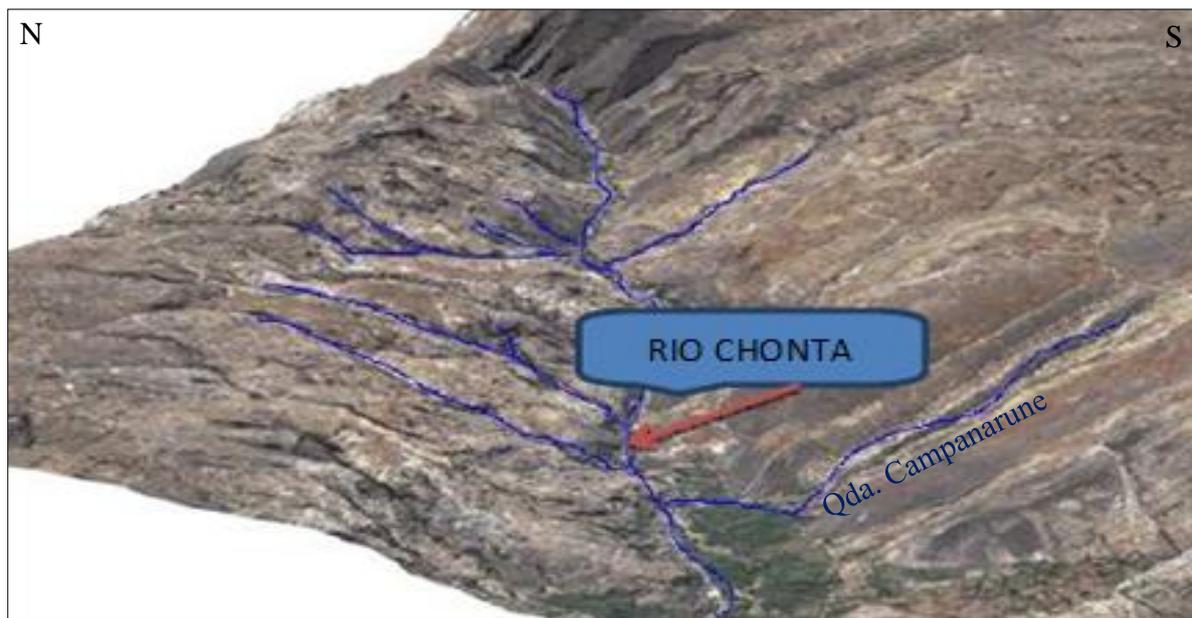


Figura 13. Drenaje de la zona de estudio.

4.1.2. GEOMORFOLOGÍA

Cajamarca presenta una gran diversidad en cuanto a las características geomorfológicas ya que es el resultado de los diversos cambios endógenos como exógenos.

Las fuerzas exógenas o también conocidas como de denudación, son aquellos producidos en la superficie terrestre, como es el caso de levantamientos y hundimientos cuyos agentes externos (agua, sol, gravedad, vientos, organismos vivos) influirán en la formación de las distintas geoformas.

Las fuerzas endógenas o de formación se producen en el interior de la tierra generada por expansión, contracción o fuerzas transformadoras de materia fluida en sólida, esto permite la formación de nuevas capas.

La zona de estudio presenta una geomorfología variada, debido a las diferentes formaciones geológicas en el área de investigación las cuales presentan un comportamiento específico ante los agentes geológicos externos.

4.1.2.1. SUPERFICIES DE EROSIÓN

En las cuales se encontró una superficie casi regular con un rango entre los 2900 a 3100 m.s.n.m, se encuentran superficies sub-horizontales, además de presentar una gran competitividad del tipo de litología que la forma, por lo cual el rango de variedad en las pendientes es bajo. La formación presente en este rango de altura es la formación Cajamarca



Foto N° 3. Muestran uniformidad en la superficie aproximadamente a 3000 m.s.n.m



Foto N° 4. Superficie de erosión, 2800-3000 m.s.n.m.

4.1.2.2. DRENAJE

Dentro del sistema de drenaje de la zona de estudio se tiene como unidad mayor al río Chonta, el cual discurre aguas abajo para unirse con el Rio Grande. Tiene como tributarios dieciséis quebradas presentes en la zona de trabajo.



Foto N° 5. Drenaje del río Chonta en el sector de Huchupucro.

Quebradas: Las cuales sirven de tributarios para alimentar el caudal del río Chonta.

Meandro: Marca la curva de un río debido a la topografía lo cual es subsecuente a la depositación.



Foto N° 6. Meandro en el río Chonta en el sector La Tranca.

4.1.2.3. TERRAZAS

Rellano situado en ambos vertientes del Río Chonta a una altitud superior a la del curso del agua, estas zonas presentan pastizales aprovechados para la actividad ganadera.



Foto N° 7. Terrazas fluviales del río Chonta en el sector de Huchupucro.

4.1.2.4. CONO ALUVIAL

En la confluencia de la quebrada Linderos con el río Chonta, se puede observar un cono aluvial, que es utilizado por los pobladores de la zona para sus sembríos.



Foto N° 8. Cono Aluvial - paleodrenaje de la Qda. Linderos.

4.1.2.5. LOMADAS Y LADERAS

Lomadas

Se encontraron algunas lomadas, las cuales se caracterizaron por sus superficies redondeadas, compuestas de material arcilloso, aprovechado para la agricultura.



Foto N° 9. Lomadas redondeadas y subredondeadas.

Laderas semi-empinadas

Laderas con una pendiente aproximada de 35-45° grados, las cuales se encuentran constituidas por depósitos coluviales, provenientes de la formación Pariatambo y Yumagual. Estas laderas presentan poca estabilidad.

SW

NE



Foto N° 10. Laderas semiempinadas.

4.1.2.6. RELIEVE KÁRSTICO.

Producida por la disolución de las rocas de la formación Cajamarca. En la zona de estudio se pudieron diferenciar las siguientes geoformas kársticas.

Lenares: Conjunto de pequeñas acanaladuras o surcos estrechos, los cuales tienen una dimensión aproximada de 3cm de ancho y de 10-20 cm de largo.



Foto N° 11. Calizas de la formación Cajamarca con disolución.



Foto N° 12. Lenares en calizas de la formación Cajamarca.

4.1.2.7. LLANURA LAGUNAR.

Estos depósitos se encuentran en la carretera Baños del Inca – La Encañada, en la zona de la pampa de la culebra, se encuentran suprayaciendo a la formación Celendín que se encuentra al eje del sinclinal de la zona.



Foto N° 13. Depósitos de llanura lagunar al oeste del lugar Pampa la Culebra.

4.1.3. GEOLOGÍA REGIONAL.

Después de transgresión marina del Triásico, a fines del Liásico se produce una inmersión se produce una emersión con la consiguiente retirada del mar, seguido de una intensa erosión capaz de dar lugar a una discordancia angular entre el Grupo Goyllarrisquizga y el Grupo Pucará.

A fines del Jurásico, se inició en la zona andina la formación de una cuenca al oeste que fue cubierta por el mar y al este un geoanticlinal que no fue cubierto depositándose en la cuenca más de 1000 m. de sedimentos Chicama (Turoniano) no así sobre el geoanticlinal. Ambas formas siguieron desarrollándose durante el Neocomiano-Aptiano, depositándose casi exclusivamente sedimentos clásticos, representados por 1500m. En la cuenca (Grupo Goyllarrisquizga) y apenas unos 200m en la plataforma. Si bien el mar cubría algunos sectores de la cuenca, este no fue profundo, por lo que casi toda la acumulación clástica es deltaica o playera, excepción de las calizas de la formación Santa, que si representan una considerable profundización del mar, mientras la plataforma permaneció prácticamente emergida.

A fines del Aptiano y comienzos del Albiano, la cuenca y plataforma, empezaron a hundirse, invadiendo decididamente el mar a la cuenca y en forma progresiva al geoanticlinal, cubriendo totalmente recién en el Albiano Medio, en estas circunstancias, se depositaron los niveles calcáreo-arenosos de la Formación Inca, seguido de las calizas Chúlec y Pariatambo dentro de la cuenca, y simultáneamente estas dos últimas las margas de la Formación Crisnejas en la plataforma.

A fines del Albiano Medio, el mar cubría totalmente la región llegando hasta el oriente peruano, condiciones que subsistieron hasta el Santoniano, cuyo lapso se depositaron en la cuenca rocas calcáreas de las Formaciones Yumagual, Mujarrum, Quilquiñan, Cajamarca y Celendin llegando a un grosor de 1500m aproximadamente. Simultáneamente, en la plataforma se depositó una cobertura calcárea de menor grosor (formación JUMASHA), con un grosor de 300m. Después del Santoniano, comenzó el levantamiento de grandes sectores de la cuenca y algunos de la plataforma produciéndose una acumulación clástica en las partes bajas, especialmente sobre la plataforma (Formación Chota).

La deformación compresiva principal de los sedimentos de la cuenca en el área sucedió a comienzos del terciario, después de la deposición de la formación Chota, plegándolos

intensamente y ocasionando estructuras de corrimiento a nivel de las lutitas Chicama, sobre el flanco occidental del geoanticlinal del marañón, el que reacciona con una serie de fallas de alto ángulo ondulado suavemente su cobertura. A la deformación de los sedimentos siguió una intensa etapa de erosión, acumulándose en las partes bajas material mayormente conglomerádico (formación Huaylas), seguido de una intensa actividad magmática efusiva e intrusiva durante el terciario inferior y medio, representada por más de 2000 m de rocas volcánicas del Grupo Calipuy, dando también origen a la mayoría de los cuerpos intrusivos del batolito de la costa, que en el área en estudio aflora muy escasamente. El tercer movimiento deformatorio del ciclo andino precede al emplazamiento de los cuerpos del batolito y ondula a las rocas volcánicas, y está relacionado con un fallamiento de bloques de alto ángulo y con la mineralización.

Un intenso y largo periodo de peneplanización cíclica en el intervalo Oligoceno-Plioceno siguió toda la actividad magmática-tectónica anterior, dando como resultado varias superficies de erosión, entre las cuales la primera es conocida como superficie puna, elevada hasta alturas que promedian los 4200m.s.n.m ello significa un ascenso de más de 3000m de su posición original, el mismo que aun continua en la actualidad, debido a lo cual se está produciendo la profundización de los valles, dando a la cadena andina una topografía accidentada.

Durante el periodo de Asunción de los andes, se cubrió parte de la superficie con el volcánico Huambos y los sedimentos lacustres Cajabamba y Condebamba, también fueron afectados por la reactivación de fallas.

Las partes altas del área fueron afectadas por la glaciación del pleistoceno que en cierto modo contribuyo a conformar el aspecto geomorfológico de la región. Indudablemente, los vestigios que se encuentran ahora corresponden a los efectos de la última regresión de los glaciares.

Las Formaciones Geológicas presentes en toda la región Cajamarca son:

- Complejo Marañón.
- Grupo mitu.
- Grupo pucará.
- Formación Chicama.
- Grupo Gollarisquizga.

- Formación Chimú
- Formación Santa
- Formación Carhuaz
- Formación Farrat
- Formación Inca
- Formación Chulec
- Formación Pariatambo
- Formación Yumahual
- Formación Mujarrum
- Grupo Quilquiñan
 - Formación Romiron
 - Formación Coñor
- Formación Cajamarca
- Formación Celendin
- Formación Chota
- Grupo Calipuy
 - Volcánicos Tembladera
 - Volcánicos Chilete
 - Volcánicos San Pablo
 - Volcánicos Huambos
- Formación Cajabamba
- Formación Condebamba
- Depósitos clásticos cuaternarios

4.1.4. GEOLOGÍA LOCAL

En el área de estudio afloran rocas carbonatadas del Cretáceo cuyas unidades estratigráficas describimos a continuación.

4.1.4.1. Formación Pariatambo.

Formación que cronológicamente pertenece al Albiano Medio hasta el Albiano Superior, la que a su vez se encuentra suprayaciendo de manera concordante a la Formación Chúlec y en la parte superior infrayace concordantemente a la formación Yumagual.

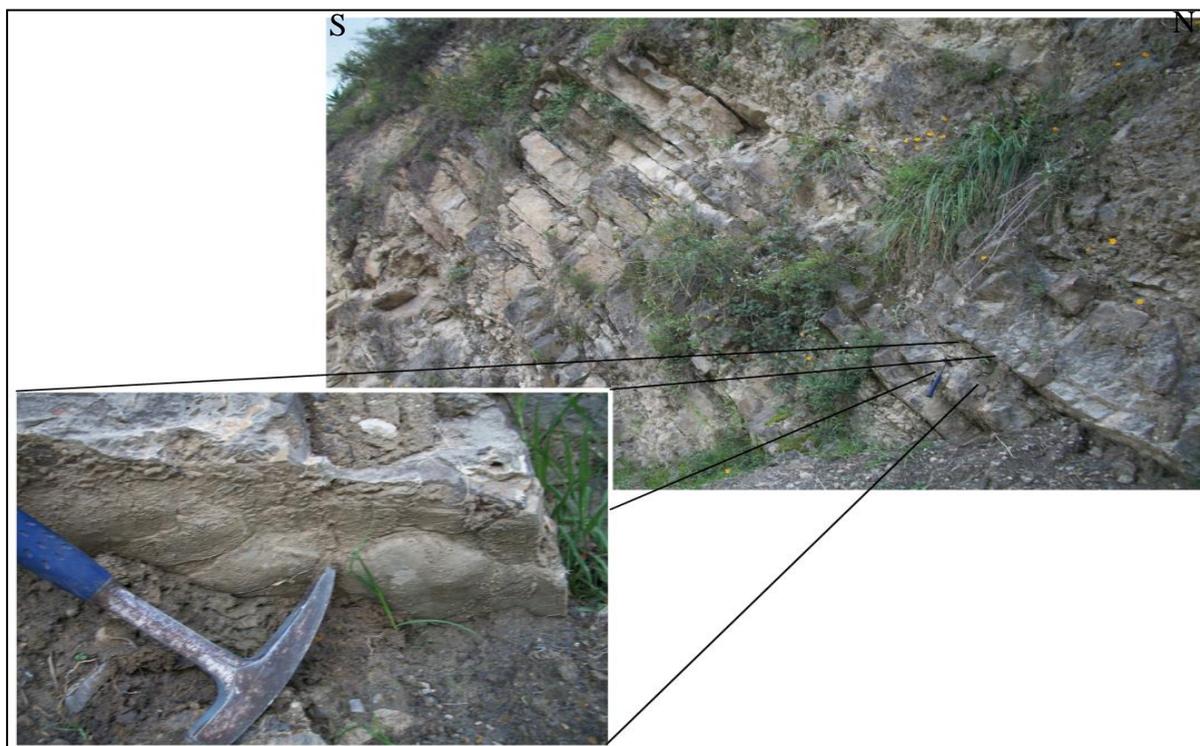


Foto N° 14. Afloramiento de la Fm. Pariatambo, en la cual se observan calizas con estructuras de carga.

La formación se presenta en la parte Noreste y Suroeste de la zona de estudio, y con mayor presencia al flanco derecho del Río Chonta aguas abajo, con una potencia de 180m. La existencia de la formación es perceptible por su color negruzco y bituminoso de las calizas nodulares por la presencia de materia orgánica dejando entrever que su origen fue en zonas anaerobias o en ambientes de reducción.

4.1.4.2. Formación Yumagual.

Se encuentra suprayaciendo de manera concordante a la Formación Pariatambo y en la parte superior infrayace a la formación Mujarrúm.

La litología consistente a la formación es de calizas de color gris amarillenta con un espesor que varía entre 1-1.20m presentándose de manera homogénea en todo el afloramiento.

Las características litológicas dan a entender que su origen de formación pertenece a una cuenca marina somera.



Foto N° 15. Afloramiento de calizas de la Formación Yumagual.

4.1.4.3. Formación Mujarrún.

Tafur (1950) reconoció con el nombre de Formación Mujarrún y Quilquiñán a dos unidades consecutivas, integradas dentro de los Grupos Pulluicana, y Otuzco respectivamente; más tarde, Benavides (1956) diferencia en la Formación Mujarrún a los miembros Choro y Culebra y eleva a la categoría de grupo a la Formación Quilquiñán diferenciando dentro de él a las formaciones Romirón y Coñor.

La Formación Mujarrum suprayace a la Formación Yumagual de forma discordante e infrayace al Grupo Quilquiñán de forma concordante, con una potencia de 300 m.

La base consiste en una gruesa secuencia de calizas nodulares macizas (miembro Choro), seguida de una intercalación de margas y lutitas amarillentas con abundantes elementos del género *Exogyra* (miembro Culebra).



Foto N° 16. Contacto entre la Formación Mujarrum y el Grupo Quilquiñán.



Foto N° 17. Lumaquela de Exogyras en el techo de la Formación Mujarrum.

4.1.4.4. Grupo Quilquiñán.

Consiste en delgados lechos de calizas nodulares con margas pardo-amarillentas también fosilíferas (Formación Romirón). Finalmente, bancos de calizas claras con lutitas arenosas y margas delgadas con abundantes fósiles (Formación Coñor).

La litología consiste en calizas de color amarillento oscuro con un potencia de los estratos de 10-20cm con gran contenido de fósiles y con intercalaciones de niveles de lutita de una potencia de 80cm promedio de igual color que las calizas, pero con bajos índices de efervescencia en las lutitas indicando que su formación ocurrido en un ambiente marino somero en donde el mayor aporte terrígeno se debe posiblemente a la cercanía del área de aporte del borde continental.



Foto N° 18. Contacto entre la Formación Mujarrum y las Formaciones Romiron y Coñor del Grupo Quilquiñán.

4.1.4.5. Formación Cajamarca.

La formación Cajamarca, nombre dado por Benavides (1956), corresponde a una de las secuencias calcáreas del Cretáceo superior que más destaca topográficamente, por su homogeneidad litológica y ocurrencia en bancos gruesos y duros, y cuyos afloramientos exhiben una topografía karstica con fuertes pendientes y en muchos casos barrancos de paredes inaccesibles. Su grosor varía entre los 600 y 700 m.

La Formación Cajamarca suprayace de manera concordante al grupo Quilquiñán y del mismo modo infrayace a la Formación Celendín, ubicada en la parte central de la zona de estudio, con una orientación de noroeste-sureste en el flanco derecho del sinclinal.

La litología de la Formación Cajamarca consiste en calizas de color gris oscuro o azulado, indicando que la zona de formación de las rocas es profundas de las cuencas oceánicas. Con estratos macizos con un espesor que varía entre 1.5-2.20m.

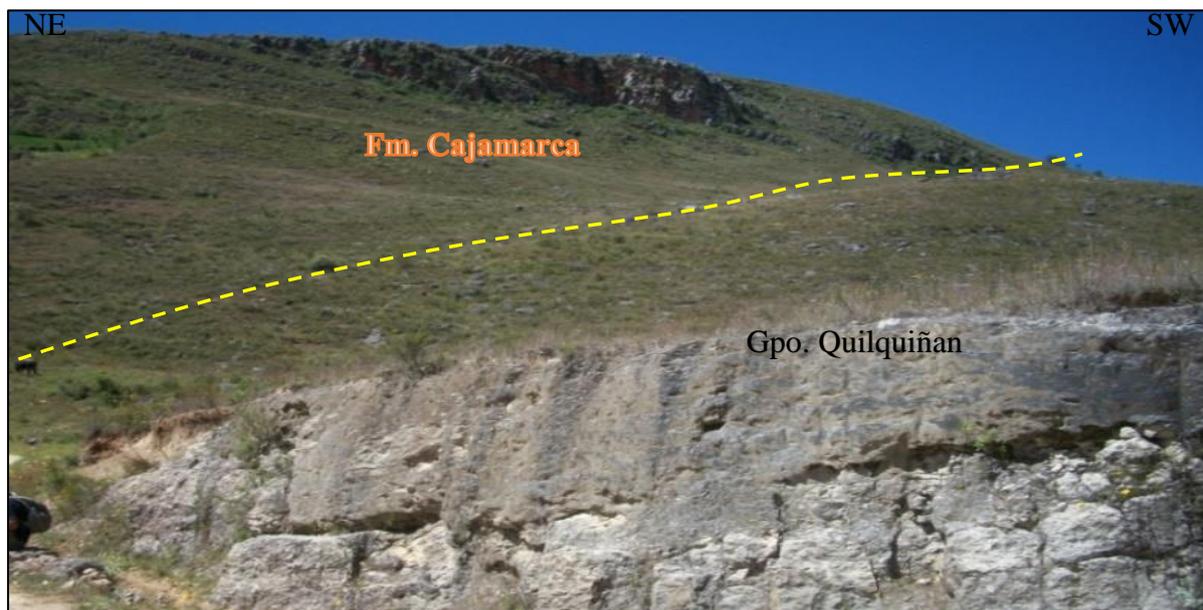


Foto N° 19. Contacto entre el Grupo Quilquiñan y la Formación Cajamarca.



Foto N° 20. Afloramiento de la Formación Cajamarca en el sector Cerro Licliconga.

4.1.4.6. Formación Celendín

La formación Celendín fue inicialmente estudiada por Benavides (1956) y en el norte del Perú constituye la última secuencia calcárea del Cretáceo superior o Suprayace con concordantemente a la formación Cajamarca e infrayace a los depósitos continentales de la formación Chota en aparente gradación o cierta discordancia, según los lugares.

Constituye la última secuencia calcárea del Cretáceo superior, suprayace concordantemente a la Fm. Cajamarca. Consiste en una intercalación de lutitas, margas y calizas delgadas de color claro, amarillento o crema por intemperismo; generalmente es bastante fosilífera.

Sus afloramientos muestran un grosor variable, aproximadamente de 200 m; en el núcleo del sinclinal de Otuzco.



Foto N° 21. Afloramiento de Lutitas de la Formación Celendín.

Constituye la última secuencia calcárea del Cretáceo superior, suprayace concordantemente a la Fm. Cajamarca. Consiste en una intercalación de lutitas, margas y calizas delgadas de color claro, amarillento o crema por intemperismo; generalmente es bastante fosilífera.

Sus afloramientos muestran un grosor variable, aproximadamente de 200 m.



Foto N° 22. Lutitas intercaladas con calizas nodulares de la Fm. Celendín, en la quebrada campanarune.

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDAD ESTRATIGRÁFICA	ESP. (m)	COLUMNA ESTRATIGRÁFICA	DESCRIPCIÓN
CENOZOICO	CUAT	HOLO.	DEPÓSITOS FLUVIALES Y ALUVIALES	100		Bloques, guijarros, gravas redondeadas a subredondeadas, con matriz de arenas, limos y arcillas
	NEÓGENO	MIOCENO	VOLCÁNICO CALIPUY	200		Tobas dacíticas y traquiandesíticas color blanquecino
MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR	FORMACIÓN CELENDÍN	130		Lutitas calcáreas amarillentas, intercaladas con margas y calizas arcillosas grises.
			FORMACIÓN CAJAMARCA	520		Calizas gris azuladas, masivas, de estratos gruesos, ocasionalmente con intercalaciones de lutitas calcáreas gris claras.
			FM. COÑOR	60		Calizas finas intercaladas con margas y lutitas
			FM. ROMIRON	80		Calizas gris claras, intercaladas con lutitas grises.
			FORMACIÓN MULLARRUM			
		CULEBRA	105		Lutitas amarillentas muy fosilíferas, con algunas intercalaciones finas de calizas pardas.	
		CHORO	190		Calizas arcillosas, nodulares, gris claras, muy fosilíferas.	
		FORMACIÓN YUMAGUAL	540		Calizas gris azulas, de capas finas, fosilíferas.	
		FORMACIÓN YUMAGUAL	540		Calizas gris claras intercaladas con calizas arcillosas, margas, y horizontes de calizas nodulares, por tramos intercalaciones de lutitas calcáreas grises	
		INFERIOR	FORMACIÓN PARIATAMBO	130		Lutitas gris a negras con calizas bituminosas nodulosas

Figura 14. Columna estratigráfica de la zona de estudio. Fuente: Ingemmet.

4.1.5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las estructuras principales que se encuentran en la zona están afectando a todo el cretáceo y son el resultado de la convergencia de placas tectónicas, con esfuerzos orientados en dirección SO-NE. Es por ello que el resultado de la geometría del plegamiento andino es de dirección NO-SE. Evidencias de esta deformación están representadas en los pliegues y fallas que se aprecian en la zona de estudio.

Los datos obtenidos del análisis de imágenes satelitales y cartografiado geológico en la zona de estudio, permiten determinar un régimen transcurrente, que han formado sistemas de fallas de cizalla, las mismas que han sido aprovechadas por los agentes meteórico para modelar el relieve de la zona formando un drenaje dendrítico, que como se explicó en el capítulo de geomorfología, el efluente principal es el río Chonta que está controlado por una falla de dirección sinextral que es intersectado una familia de fallas sinestrales, las que controlan los afluentes del río Chonta. Además es notorio el régimen compresivo que ha producido una deformación dúctil evidenciada por la presencia de plegamientos, un sinclinal con núcleo en la formación Celendín, en cuyo eje ha actuado la erosión hídrica formando la quebrada Campanarune; y un anticlinal con núcleo en la formación Pariatambo, que controla a la quebrada Cucuche.

En la figura 16, se puede observar la deformación de un macizo frente a esfuerzos, así el segmento OA representa la deformación de un material linealmente elástico, al incrementar el esfuerzo, la deformación empieza a aumentar más rápidamente para cada incremento en esfuerzo con lo que la curva de esfuerzo deformación asume luego una pendiente cada vez más pequeña hasta que en el punto B de la curva se vuelve horizontal. Este fenómeno se conoce como fluencia del material y el esfuerzo en el punto B se denomina esfuerzo de fluencia. En la región de B hasta C, el material se vuelve perfectamente plástico, lo que significa que puede deformarse sin un incremento en el esfuerzo, es en este momento donde se produce los plegamientos en un macizo rocoso. Después de sufrir las grandes deformaciones que se presentan durante la fluencia en la región BC el material empieza a mostrar un endurecimiento por deformación. Durante este proceso, el material sufre cambios en sus estructuras cristalina y atómica, lo que origina un incremento en la resistencia del material a futuras deformaciones. Por tanto, una deformación adicional requiere de un incremento en el esfuerzo, y la curva Esfuerzo/Deformación toma una pendiente positiva desde C hasta D. Finalmente el esfuerzo

alcanza su valor máximo, es a partir de este momento en el que se produce el fracturamiento del macizo. Cuando existe una reducción en la carga, relajamiento de esfuerzo, el material responde deformándose dúctilmente hasta el punto E donde se produce una segunda rotura del material.

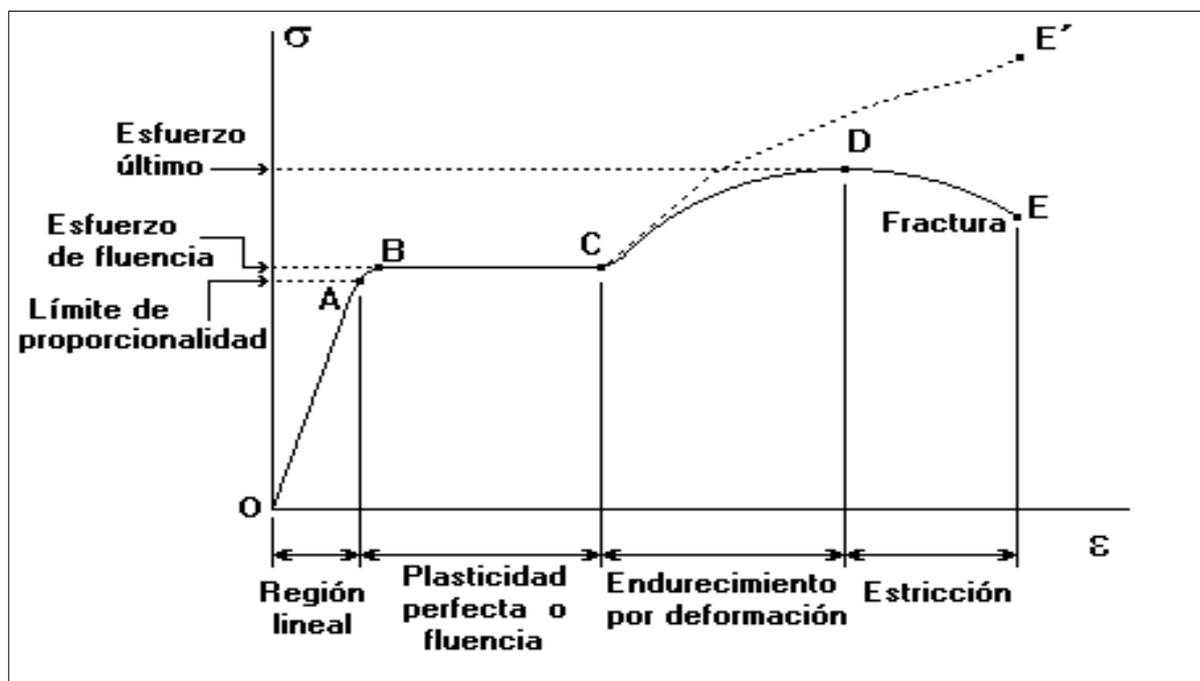


Figura 15. Curva Esfuerzo/Deformación.

En la zona de estudio prima un régimen compresivo por lo tanto hasta el punto D se habrá producido la formación de los pliegues y como el material geológico no es homogéneo asociado al plegamiento se producen diaclasas de tensión en la charnela y diaclasas de compresión en el seno, un incremento en el esfuerzo provocará la formación de fallas inversas o como en nuestro caso fallas de dirección al actuar una cupla de estos esfuerzos; luego, en la etapa de relajación de esfuerzos se produce una estricción en el macizo hasta llegar a la rotura (punto E) generando fallas normales. Junto con estos fallamientos también se generan diaclasas producto de la liberación de esfuerzos que se distribuyen en todo el macizo rocoso.

4.1.5.1. DEFORMACIÓN DÚCTIL

Esta deformación se da en el primer tramo de la curva Esfuerzo/Deformación, en la zona de estudio está evidenciada por la presencia de dos pliegues anisópacos, El sinclinal Otuzco de

dirección ONO – ESE cuya formación se le atribuye al segundo movimiento del Ciclo Andino, Fase tectónica Inca., que se habría dado en el Terciario Superior caracterizado por un régimen compresivo controlado por esfuerzos con dirección SO-NE. Así mismo como producto de deformación dúctil se observa flexiones de falla.

La estructura principal que se encuentra en la zona y que es materia de investigación de esta tesis es el sinclinal de Otuzco, es una estructura singular en la región, ya que en su núcleo afloran rocas de la Formación Celendín, con capas volcadas divergentes, que se interpreta como un sinclinal en abanico.

Otra estructura importante de carácter dúctil es el crochom (gancho) de la falla chonta, que se observa al margen derecho (aguas abajo) del río chonta, lo que además nos ayuda en el análisis cinemático de la misma ya que nos permite identificar el sentido del desplazamiento sinextral.



Foto N° 23. Eje del sinclinal Otuzco, se observa las capas de la Formación Celendín buzando de manera divergente.



Foto N° 24. Crochom de la falla Chonta donde se observa un desplazamiento sinextral.

4.1.1.1. DEFORMACIÓN FRÁGIL

Cuando el material llega a su punto de máxima resistencia, un pequeño aumento en el esfuerzo hace que el material responda fracturándose generando sistemas de fallas de acuerdo al régimen tectónico presente. En la zona de estudio se presenta un régimen transpresivo (transcurrente y compresivo) que ha generado la formación de fallas de cizalla en su mayoría de dirección sinextral, que controlan el drenaje de la zona, la falla maestra que controla la escorrentía del río Chonta, tiene un dirección SO-NE, que coincide con la dirección de los esfuerzos regionales que formaron los pliegues lo que conduce a afirmar que esta falla habría sido generada por una cupla de estos esfuerzos después del plegamiento. Esta falla es intersectada por una familia de fallas sintéticas con dirección SN con tendencia al NE, que además poseen una componente vertical tensional producto de la relajación de esfuerzos. Hacia el SE y fuera del área de estudio se evidencia la presencia de otra falla oblicua a la falla Chonta pero con dirección opuesta, dextral; formando un Sistema de Riedel, lo que hace que se genere un régimen compresivo en dirección SE-NO entre estas dos fallas, como se muestra en el diagrama de esfuerzos de la (figura 18), producto del cual se presenta una falla inversa en el contacto del grupo Quilquiñan-Mujarrum con la formación Yumagual (figura 17). Se ha considerado 9 datos de las fallas importantes:

FALLA N°	AZIMUT	DIP	DIP DIRECTION	CINEMÁTICA
Falla N° 1	290°	60°	20°	Inversa
Falla N° 2	75°	88°	165°	Dextral
Falla N° 3	80°	85°	170°	Dextral normal
Falla N° 4	84°	87°	174°	Dextral normal
Falla N° 5	9°	85°	99°	Sinextral Inversa
Falla N° 6	209°	83°	299°	Sinextral normal
Falla N° 7	211°	88°	301°	Sinextral normal
Falla N° 8	223°	75°	313°	Sinextral
Falla N° 9	229°	88°	319°	Sinextral

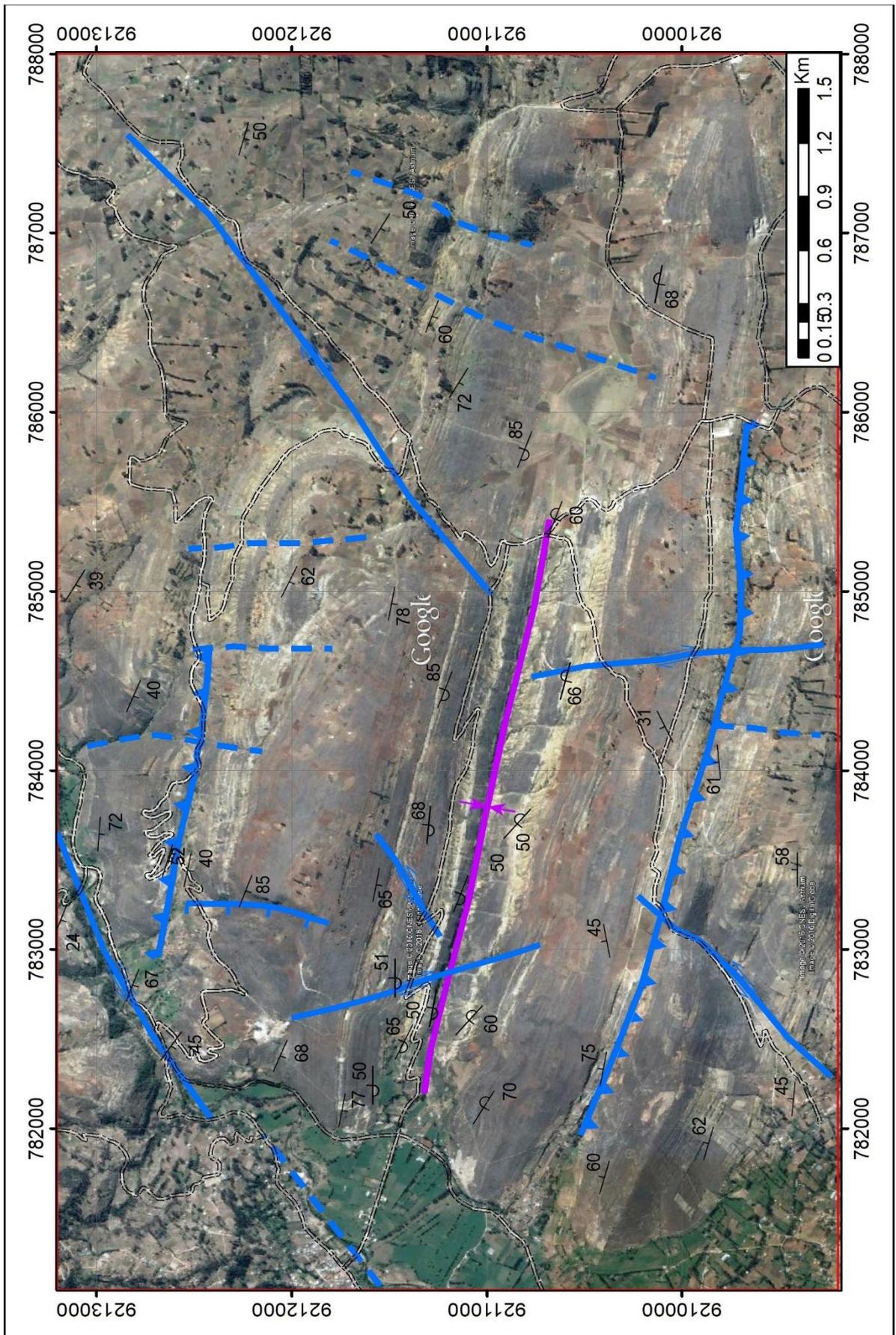


Figura 16. Estructuras principales presentes en la zona de estudio.

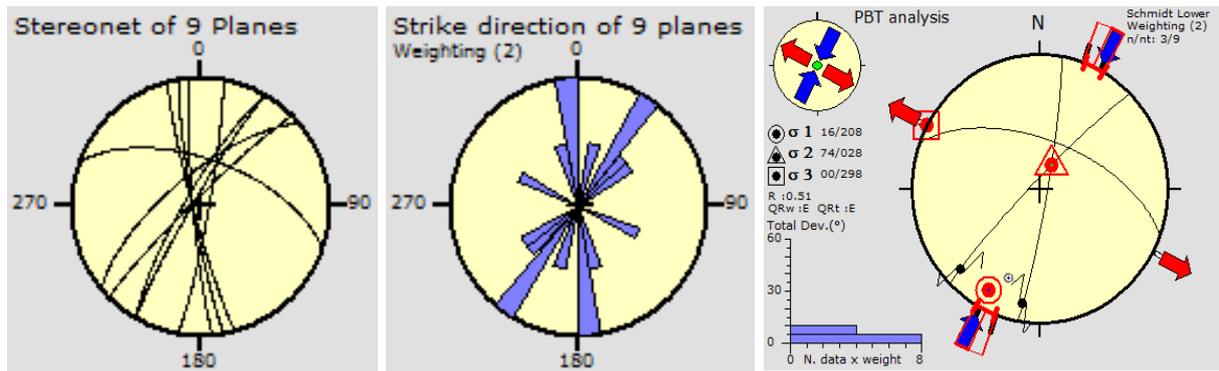


Figura 17. Proyección estereográfica y diagrama de esfuerzos principales de sistema de fallas de la zona.

4.2. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.2.1. COMPORTAMIENTO TENSO - DEFORMACIONAL DE LAS ROCAS CALCÁREAS.

Para analizar el comportamiento tenso - deformacional de las rocas calcáreas en la zona de estudio, se ha realizado estaciones estructurales – geomecánicas a partir de las cuales se ha interpretado el de manera generalizada el comportamiento de las rocas por unidades geológicas del periodo Cretácico Superior, utilizando el software RocLab de Rocscience, obteniendo los siguientes resultados.

4.2.1.1. Comportamiento tenso - deformacional de la Formación Yumagual.

La Formación Yumagual, compuesta por calizas intercaladas con margas y lutitas calcáreas, presenta un fracturamiento en bloques, con blocosidad regular cúbica, en ocasiones presenta fracturamiento oblicuo generado por fallamiento.



Foto N° 25. Afloramiento del macizo rocoso de la Formación Yumagual, mostrando los sets de fracturas principales.

A partir de la inspección de los afloramientos determinamos el valor del GSI, considerando una fuerte blocosidad con buenas condiciones de las superficies de las discontinuidades, atribuimos un $GSI = 55$.

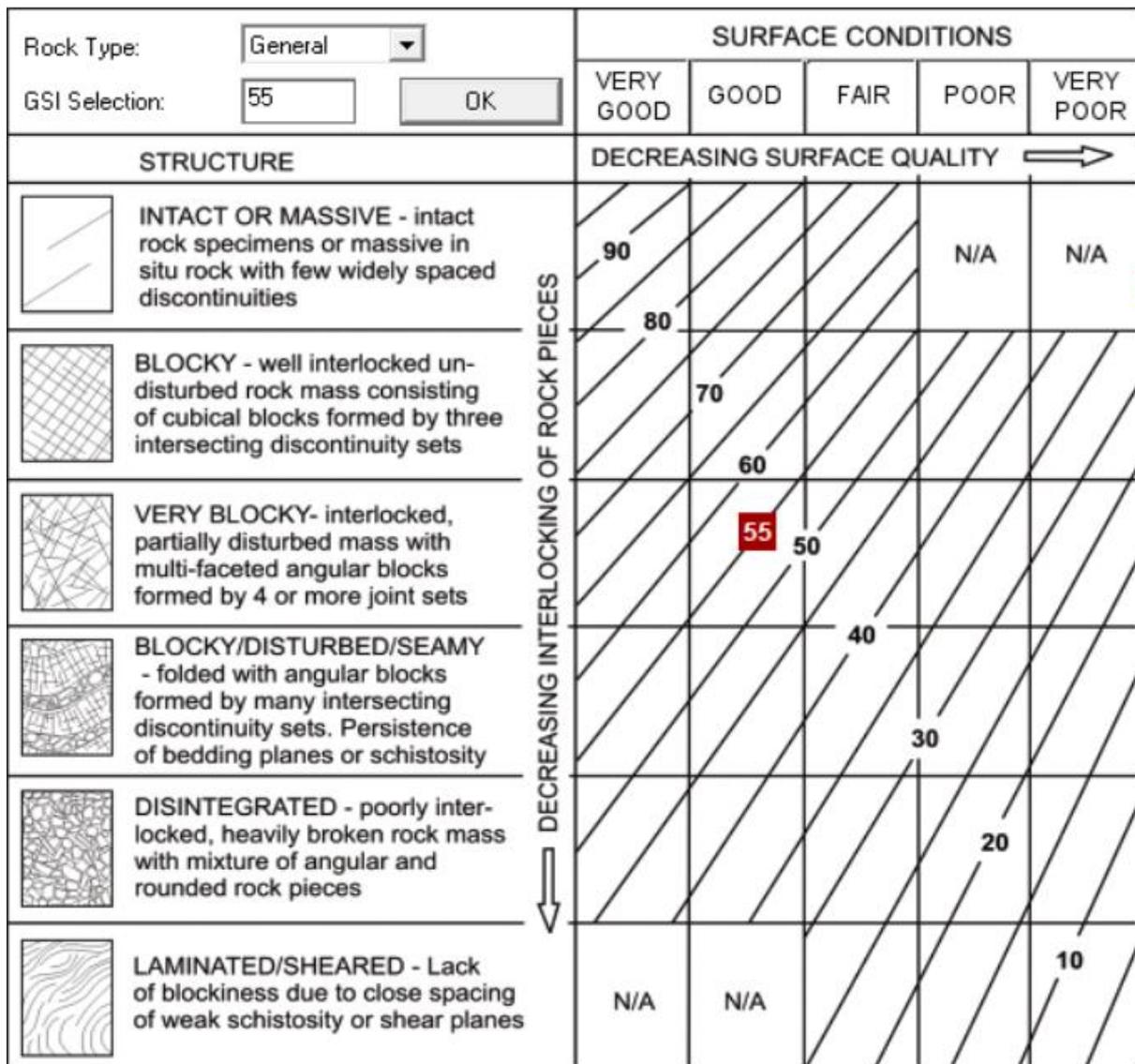


Figura 18. Determinación del GSI para el macizo rocoso de la Formación Yumagual.

A partir de las condiciones geológicas, estructurales y geomecánicas y haciendo uso del software RocLab determinamos los parámetros del macizo rocoso para la Formación Yumagual.

Tabla 4. Parámetros del macizo rocoso de la Formación Yumagual.

FORMACIÓN YUMAGUAL		
PARÁMETROS GEO MECÁNICOS	Cohesión	2.94 MPa
	Fricción	24.97°
	Resistencia a la tensión	- 0.13 MPa
	Resistencia a la compresión uniaxial	2.80 MPa
	Resistencia global	9.24 MPa
	Módulo de deformación	7751.38 MPa

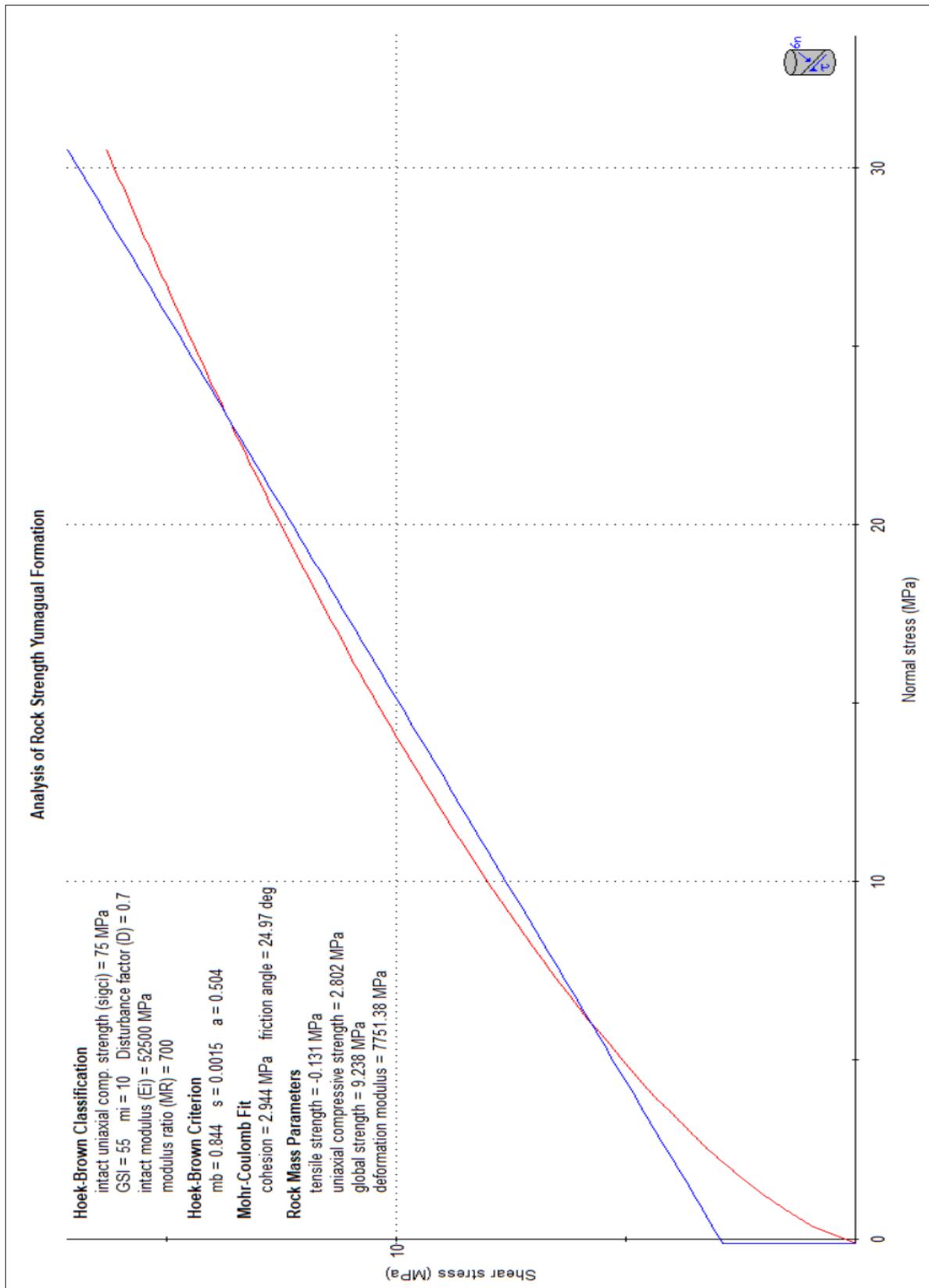


Figura 19. Análisis de resistencia del macizo rocoso para la Formación Yumagual, utilizando RocLab.

4.2.1.2. Comportamiento tenso - deformacional de la Formación Mujarrum.

La Formación Mujarrum, compuesta por calizas nodulares intercaladas con margas fosilíferas y lutitas calcáreas, presenta un fracturamiento en bloques, con blocosidad irregular por múltiple fracturamiento.



Foto N° 26. Afloramiento del macizo rocoso de la Formación Mujarrum, mostrando una blocosidad irregular por múltiple fracturamiento.

A partir de la inspección de los afloramientos determinamos el valor del GSI, considerando una blocosidad disturbada con buenas condiciones de las superficies de las discontinuidades, atribuimos un $GSI = 45$.

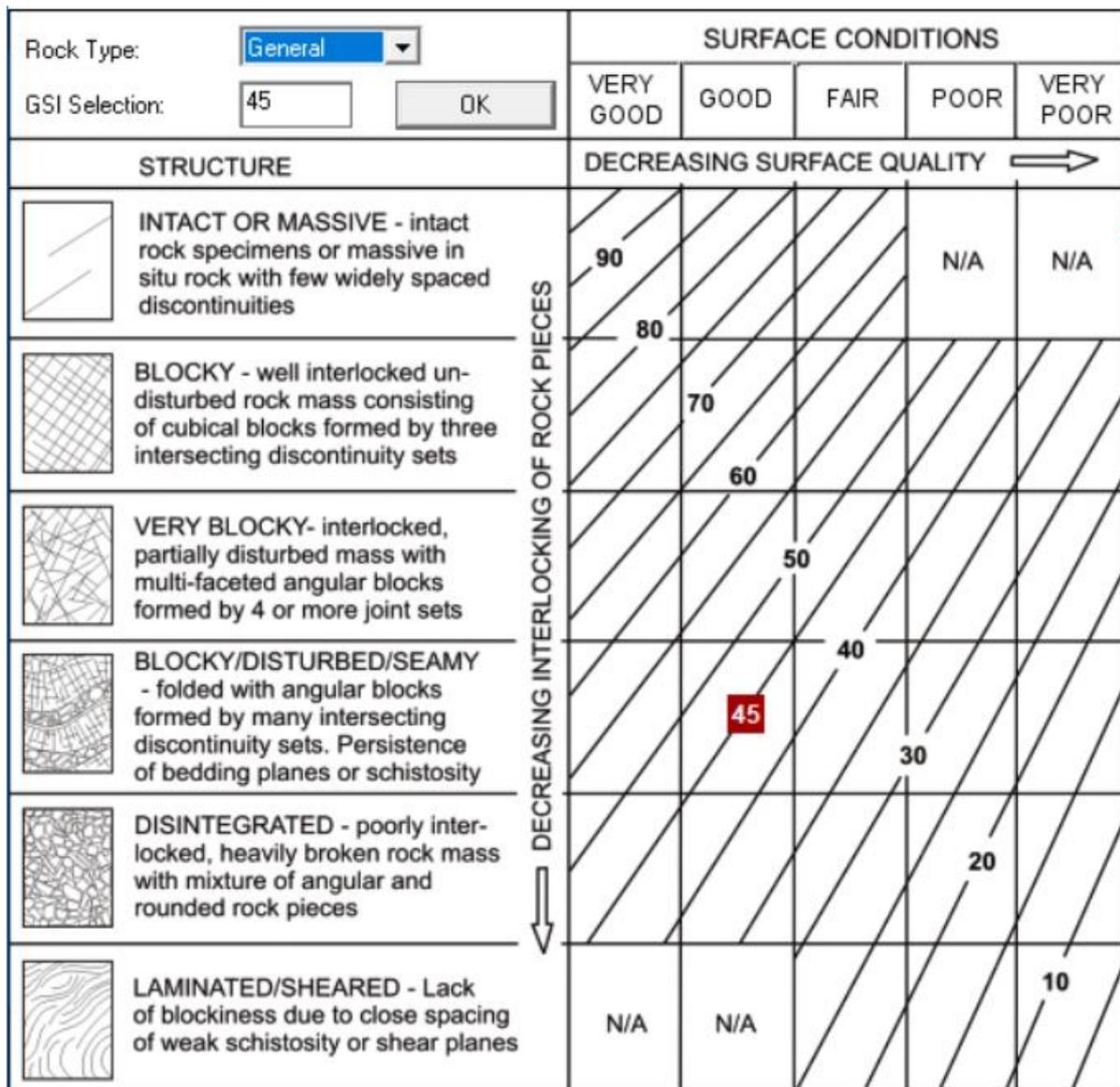


Figura 20. Determinación del GSI para el macizo rocoso de la Formación Mujarrum.

A partir de las condiciones geológicas, estructurales y geomecánicas y haciendo uso del software RocLab determinamos los parámetros del macizo rocoso para la Formación Mujarrum.

Tabla 5. Parámetros del macizo rocoso de la Formación Mujarrum.

FORMACIÓN MUJARRUM		
PARÁMETROS GEOMECÁNICOS	Cohesión	1.36 MPa
	Fricción	18.38°
	Resistencia a la tensión	- 0.05 MPa
	Resistencia a la compresión uniaxial	0.87 MPa
	Resistencia global	3.78 MPa
	Módulo de deformación	1467.34 MPa

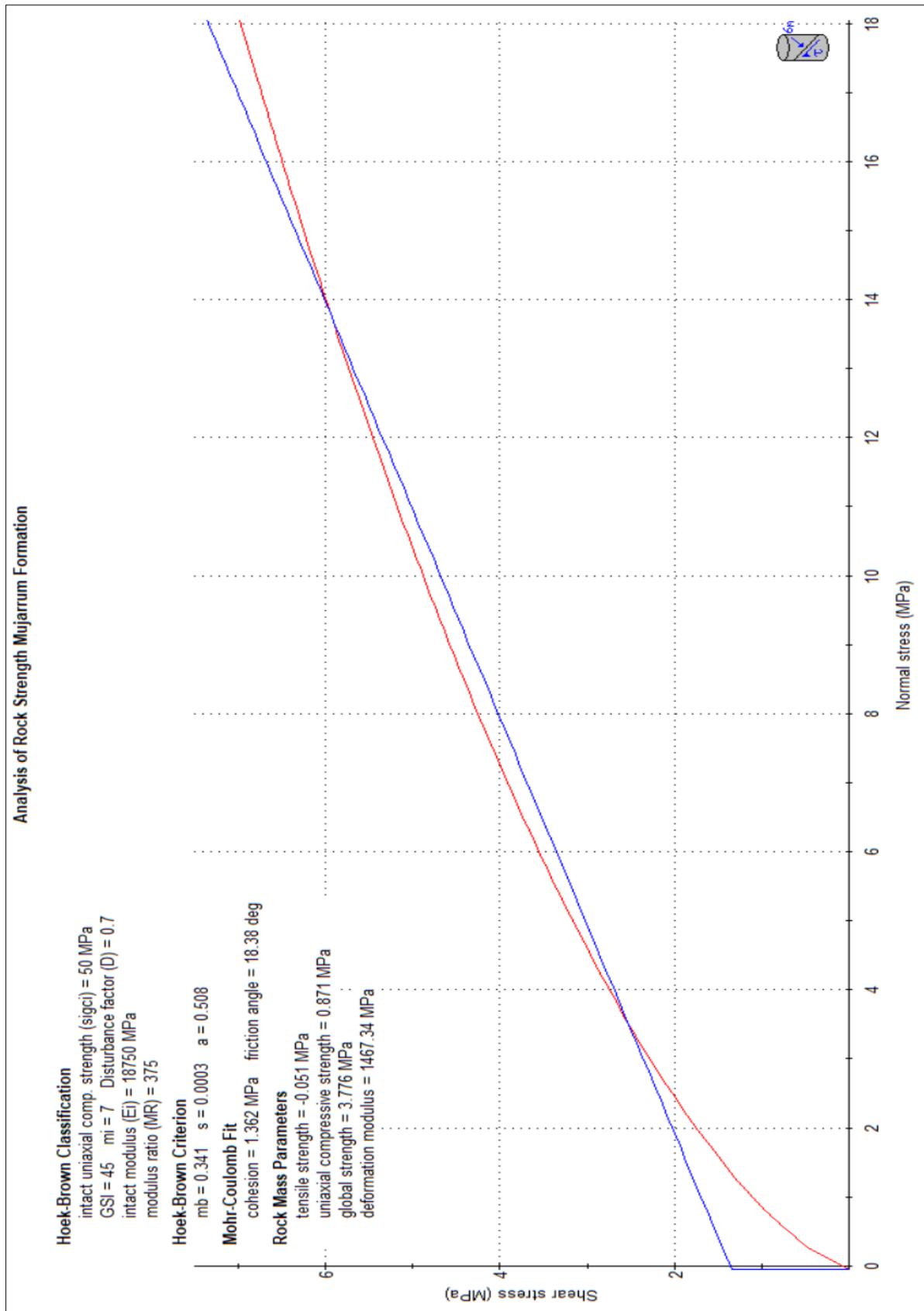


Figura 21. Análisis de resistencia del macizo rocoso para la Formación Mujarrum, utilizando RocLab.

4.2.1.3. Comportamiento tenso - deformacional del Grupo Quilquiñan

El Grupo Quilquiñan, compuesta lulas calcáreas de la Formación Romirón y calizas nodulares intercaladas con lutitas y margas de la Formación Coñor, presenta una estructura fisible.



Foto N° 27. Afloramiento del macizo rocoso del Grupo Quilquiñan, mostrando una estructura fisible.

A partir de la inspección de los afloramientos determinamos el valor del GSI, considerando su fisibilidad y regulares condiciones de las superficies de las discontinuidades, atribuimos un GSI = 35.

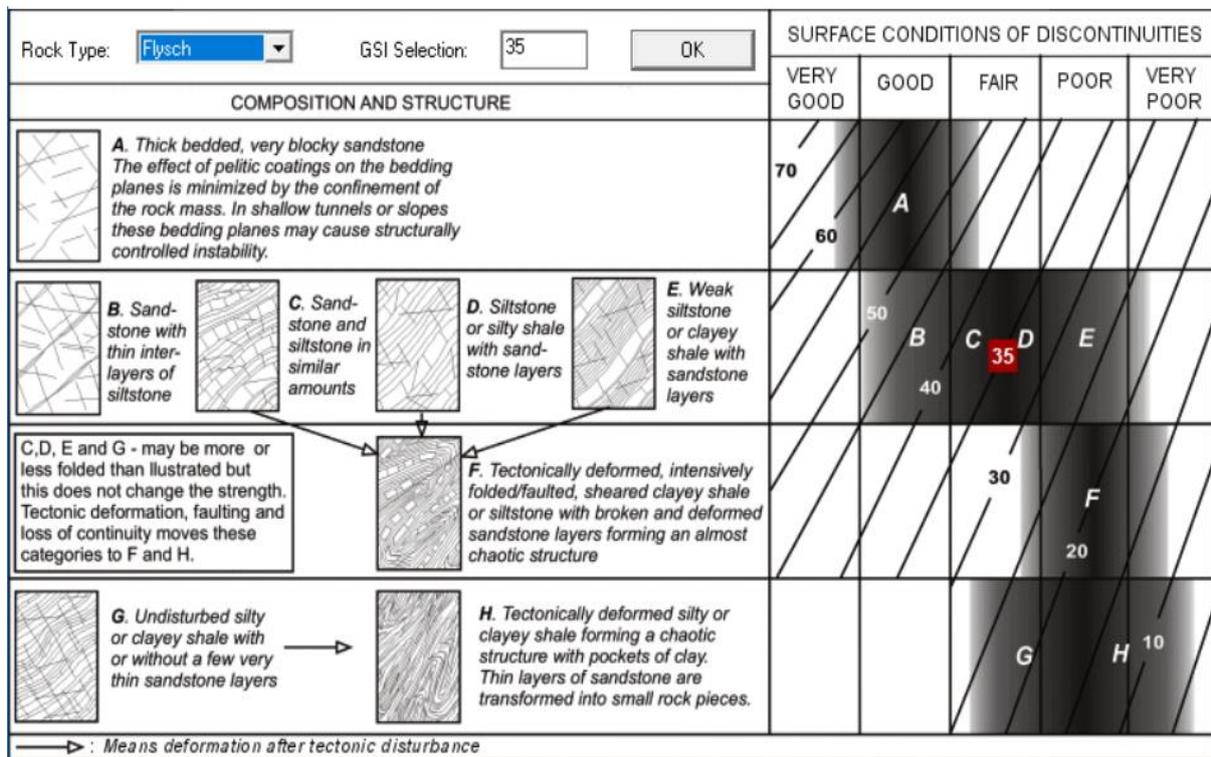


Figura 22. Determinación del GSI para el macizo rocoso del Grupo Quilquiñán.

A partir de las condiciones geológicas, estructurales y geomecánicas y haciendo uso del software RocLab determinamos los parámetros del macizo rocoso para el Grupo Quilquiñán.

Tabla 6. Parámetros del macizo rocoso del Grupo Quilquiñán.

GRUPO QUILQUIÑÁN		
PARÁMETROS GEOMECÁNICOS	Cohesión	0.68 MPa
	Fricción	13.92°
	Resistencia a la tensión	- 0.02 MPa
	Resistencia a la compresión uniaxial	0.27 MPa
	Resistencia global	1.75 MPa
	Módulo de deformación	313.59 MPa

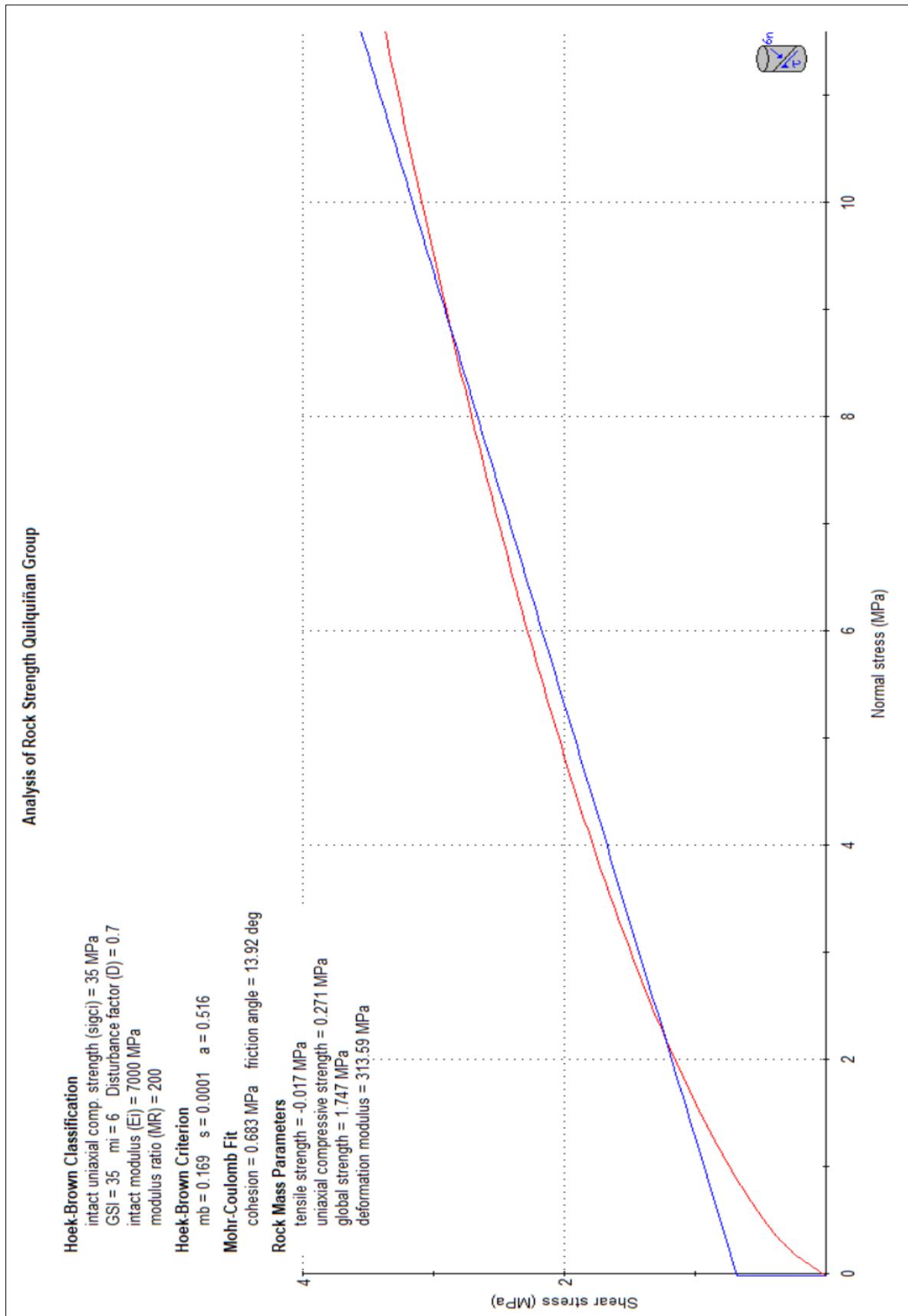


Figura 23. Análisis de resistencia del macizo rocoso para el Grupo Quilquiñan, utilizando RocLab.

4.2.1.4. Comportamiento tenso - deformacional de la Formación Cajamarca

La Formación Cajamarca, compuesta por calizas masivas presenta un fracturamiento en bloques, con blocosidad regular cúbica, los bloques se presentan poco disturbados estructuralmente, sin embargo por meteorización se observan los afloramientos con bloques subredondeados.



Foto N° 28. Afloramiento del macizo rocoso de la Formación Cajamarca, mostrando una blocosidad regular cúbica.



Foto N° 29. Detalle de un bloque cúbico en el macizo rocoso de la Formación Cajamarca.

A partir de la inspección de los afloramientos determinamos el valor del GSI, considerando una blocosidad regular con buenas condiciones de las superficies de las discontinuidades, atribuimos un GSI = 65.

Rock Type: <input type="text" value="General"/>		SURFACE CONDITIONS					
		VERY GOOD	GOOD	FAIR	POOR	VERY POOR	
GSI Selection: <input type="text" value="65"/> <input type="button" value="OK"/>							
STRUCTURE		DECREASING SURFACE QUALITY →					
	INTACT OR MASSIVE - intact rock specimens or massive in situ rock with few widely spaced discontinuities	90	80	70	60	N/A	N/A
	BLOCKY - well interlocked undisturbed rock mass consisting of cubical blocks formed by three intersecting discontinuity sets	80	70	60	50	40	30
	VERY BLOCKY- interlocked, partially disturbed mass with multi-faceted angular blocks formed by 4 or more joint sets	70	60	50	40	30	20
	BLOCKY/DISTURBED/SEAMY - folded with angular blocks formed by many intersecting discontinuity sets. Persistence of bedding planes or schistosity	60	50	40	30	20	10
	DISINTEGRATED - poorly interlocked, heavily broken rock mass with mixture of angular and rounded rock pieces	50	40	30	20	10	N/A
	LAMINATED/SHEARED - Lack of blockiness due to close spacing of weak schistosity or shear planes	40	30	20	10	N/A	N/A

Figura 24. Determinación del GSI para el macizo rocoso de la Formación Cajamarca.

A partir de las condiciones geológicas, estructurales y geomecánicas y haciendo uso del software RocLab determinamos los parámetros del macizo rocoso para la Formación Cajamarca.

Tabla 7. Parámetros del macizo rocoso la Formación Cajamarca.

FORMACIÓN CAJAMARCA		
PARÁMETROS GEOMECÁNICOS	Cohesión	4.96 MPa
	Fricción	29.31 °
	Resistencia a la tensión	- 0.43 MPa
	Resistencia a la compresión uniaxial	7.84 MPa
	Resistencia global	16.95 MPa
	Módulo de deformación	18578.10 MPa

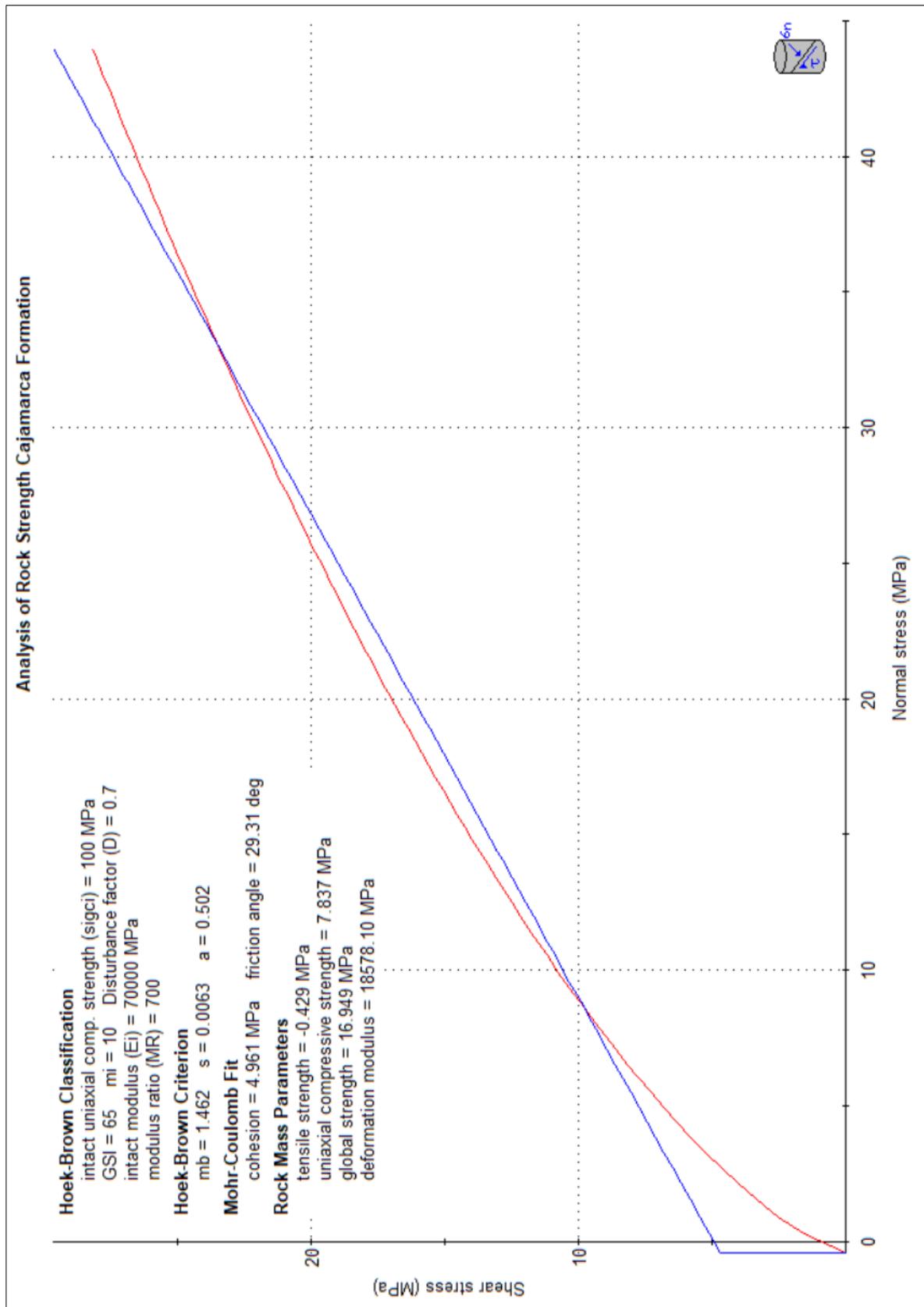


Figura 25. Análisis de resistencia del macizo rocoso para la Formación Cajamarca, utilizando RocLab.

4.2.1.5. Comportamiento tenso - deformacional de la Formación Celendín

La Formación Celendín, compuesta lalitas calcáreas, margas y calizas nodulares, presenta una estructura fisible.



Foto N° 30. Afloramiento del macizo rocoso de la Formación Cajamarca, mostrando una blocosidad regular cúbica.

A partir de la inspección de los afloramientos determinamos el valor del GSI, considerando su fisibilidad y malas condiciones de las superficies de las discontinuidades, atribuimos un GSI = 30.

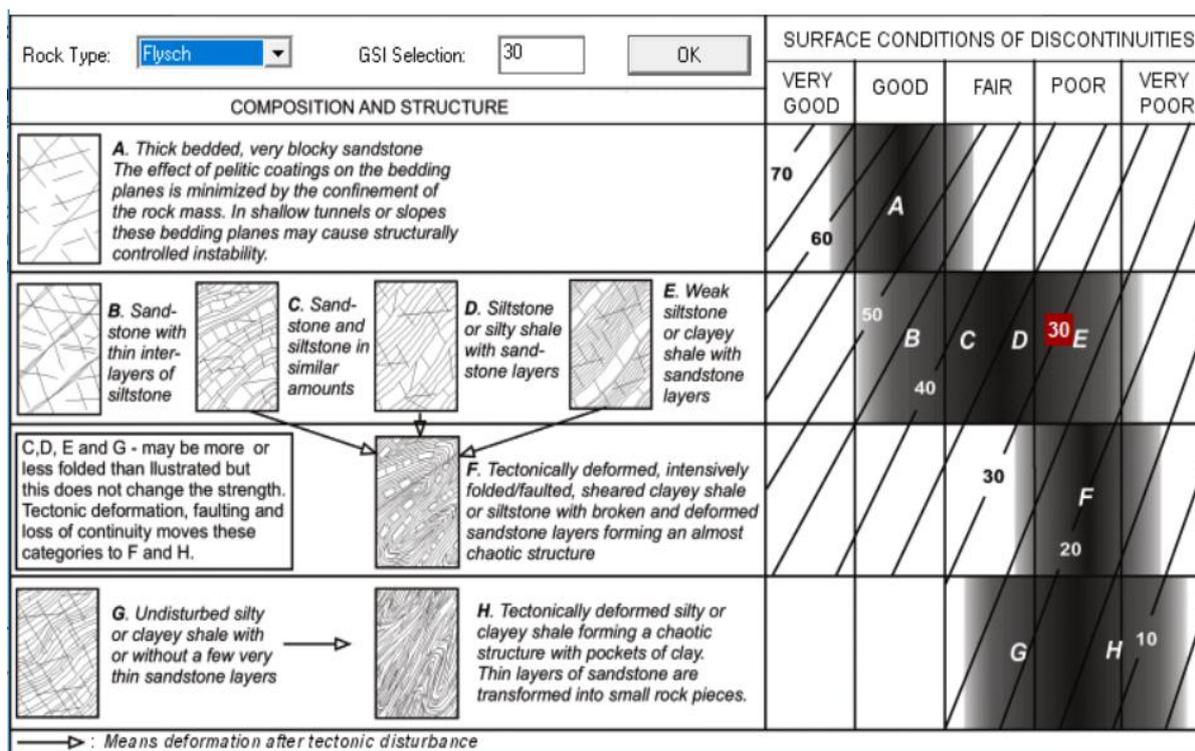


Figura 26. Determinación del GSI para el macizo rocoso de la formación Celendín.

A partir de las condiciones geológicas, estructurales y geomecánicas y haciendo uso del software RocLab determinamos los parámetros del macizo rocoso para la Formación Cajamarca.

Tabla 8. Parámetros del macizo rocoso la Formación Celendín.

FORMACIÓN CAJAMARCA		
PARÁMETROS GEOMECÁNICOS	Cohesión	0.58 MPa
	Fricción	12.29 °
	Resistencia a la tensión	- 0.01 MPa
	Resistencia a la compresión uniaxial	0.18 MPa
	Resistencia global	1.45 MPa
	Módulo de deformación	251.74 MPa

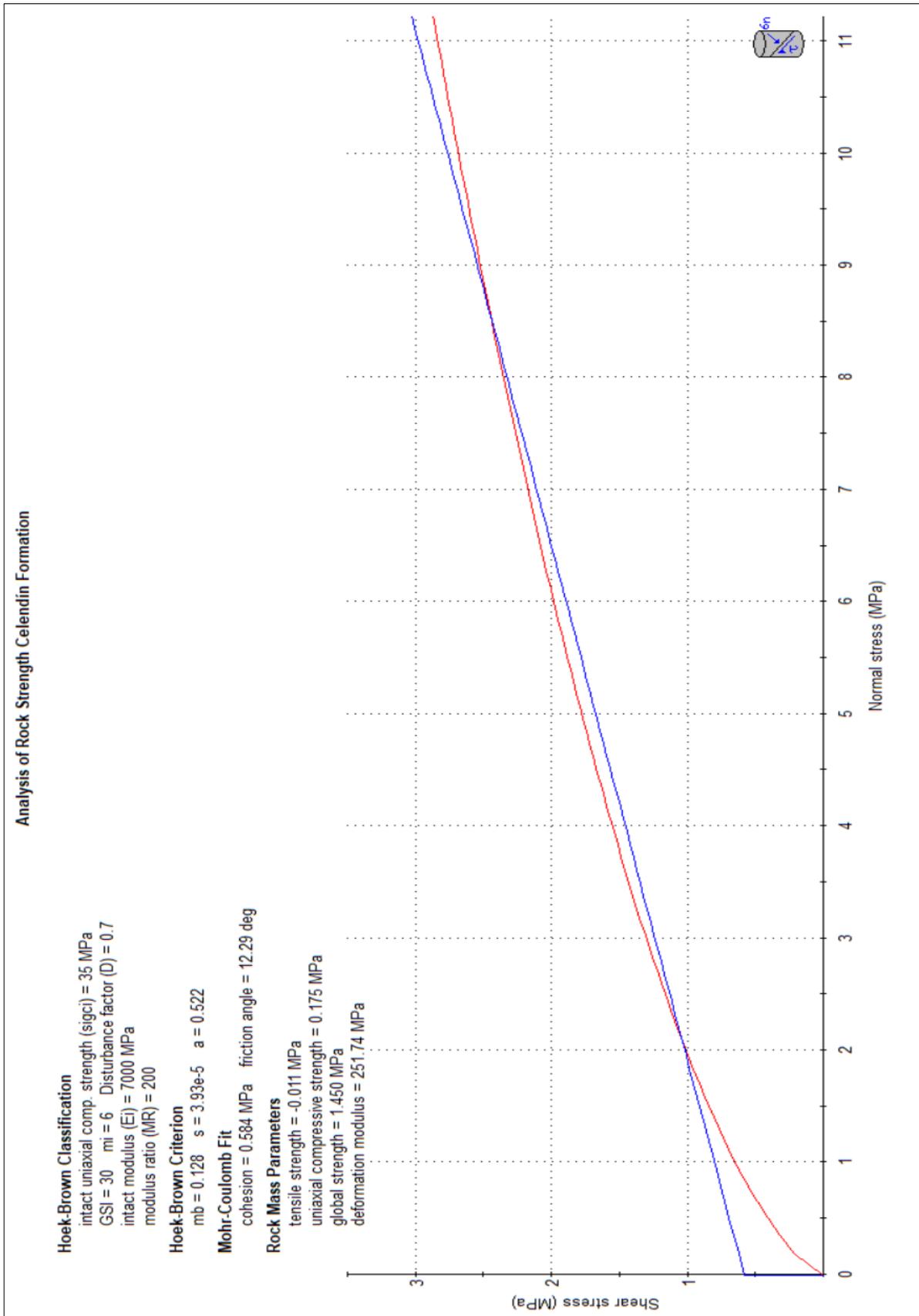


Figura 27. Análisis de resistencia del macizo rocoso para la Formación Celendín, utilizando RocLab.

4.2.1.6. Correlación tenso - deformacional de las unidades calcáreas del Cretáceo Superior.

Las unidades calcáreas del Cretáceo Superior presentan un comportamiento tenso - deformacional relativamente contrastable, así podemos agruparlas en tres clases:

- ✓ **Unidades Resistentes y deformación frágil:** En este grupo se encuentran las Formaciones Cajamarca y Yumagual, que presentan alta resistencia tanto a la tensión como a la compresión, y alto módulo de deformación, con un mecanismo de deformación frágil.

- ✓ **Unidades poco resistentes y deformación dúctil:** En este grupo clasificamos a la Formación Celendín y el Grupo Quilquiñan compuesta por las Formaciones Romiron y Coñor, que presentan baja resistencia tanto a la tensión como a la compresión y un bajo módulo de deformación, con un mecanismo plástico.

- ✓ **Unidad con resistencia moderada y comportamiento frágil – Dúctil:** En este grupo se encuentra la Formación Mujarrum que presenta una moderada resistencia tanto a la tensión como a la compresión, con un mecanismo de deformación entre frágil y plástico, la fragilidad de esta unidad lo confieren las calizas nodulares que contiene y la plasticidad las lutitas y margas.

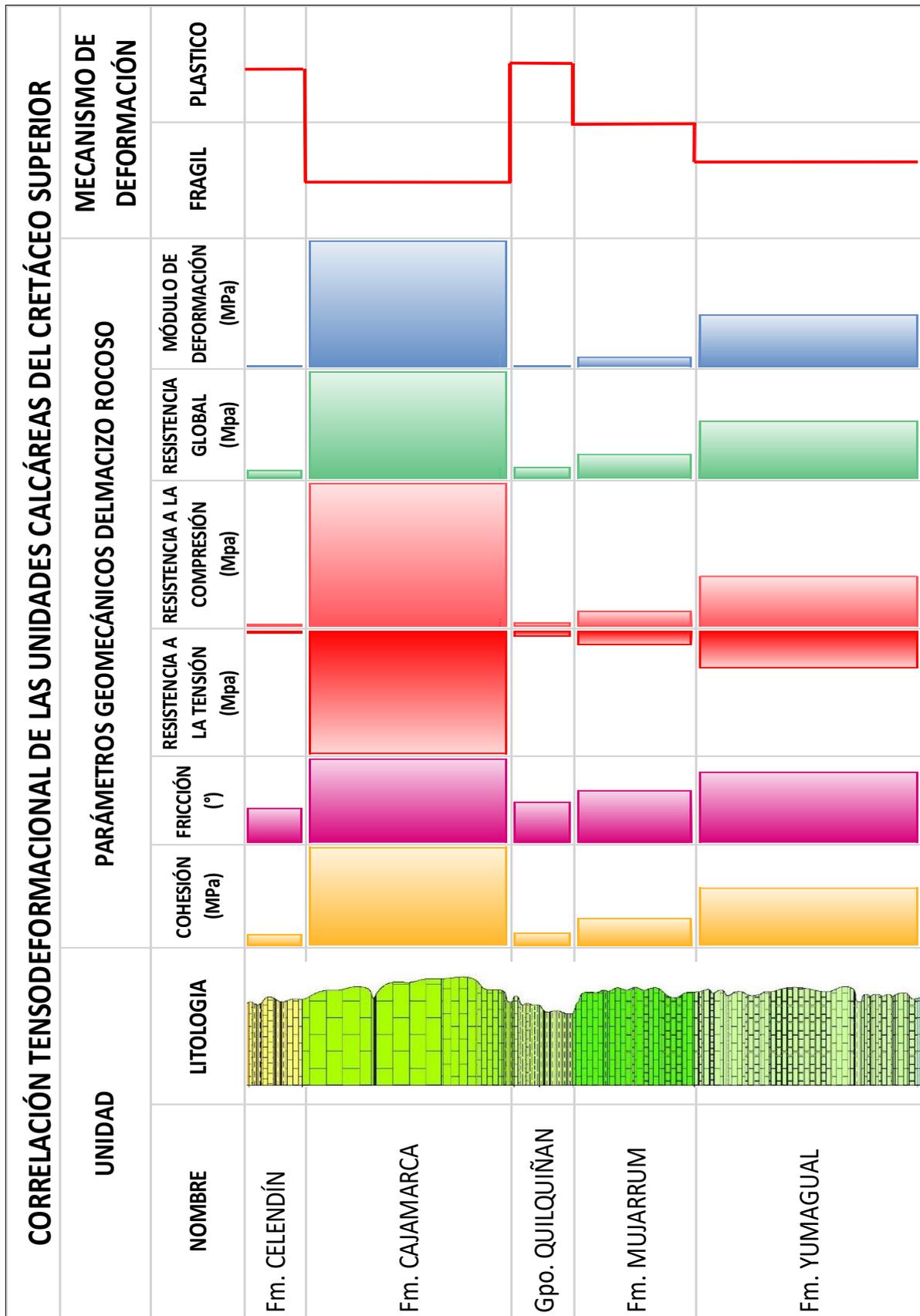


Figura 28. Correlación tenso-deformacional de las unidades calcáreas del Cretáceo Superior.

4.2.2. MODELAMIENTO GEOESTRUCTURAL DEL SINCLINAL OTUZCO

El Sinclinal Otuzco es una estructura muy particular en la región de Cajamarca, es un pliegue simétrico con plano axial subvertical con relativa vergencia hacia el SSO, en el que sus flancos son convergentes, sin embargo, en la zona del núcleo sus flancos son divergentes, constituyendo un pliegue en abanico (Figuras 30 y 31).

A partir del análisis estereográfico de los planos de estratificación recabados en campo podemos ver que el sinclinal Otuzco presenta un plano axial flexionado, así hacia el núcleo el eje del sinclinal presenta una orientación de N 107° con un plunge de 10° hacia el Oeste, donde el flanco norte buza 55° en dirección N 10° y el flanco sur buza 63° en dirección 202° aparentando un anticlinal, pero las capas en ambos flancos están volcadas; sin embargo hacia la charnela el eje del sinclinal presenta una orientación de N 96° con un plunge de 18° hacia el Oeste, el flanco norte buza 52° en dirección N 200° y el flanco sur buza 46° en dirección N 348° manteniendo la sinforma que corresponde a un sinclinal (Figura 31).

Estos datos nos permiten interpretar al sinclinal Otuzco como un pliegue disharmónico en abanico como se observa en la sección geológica de la Figura 32.

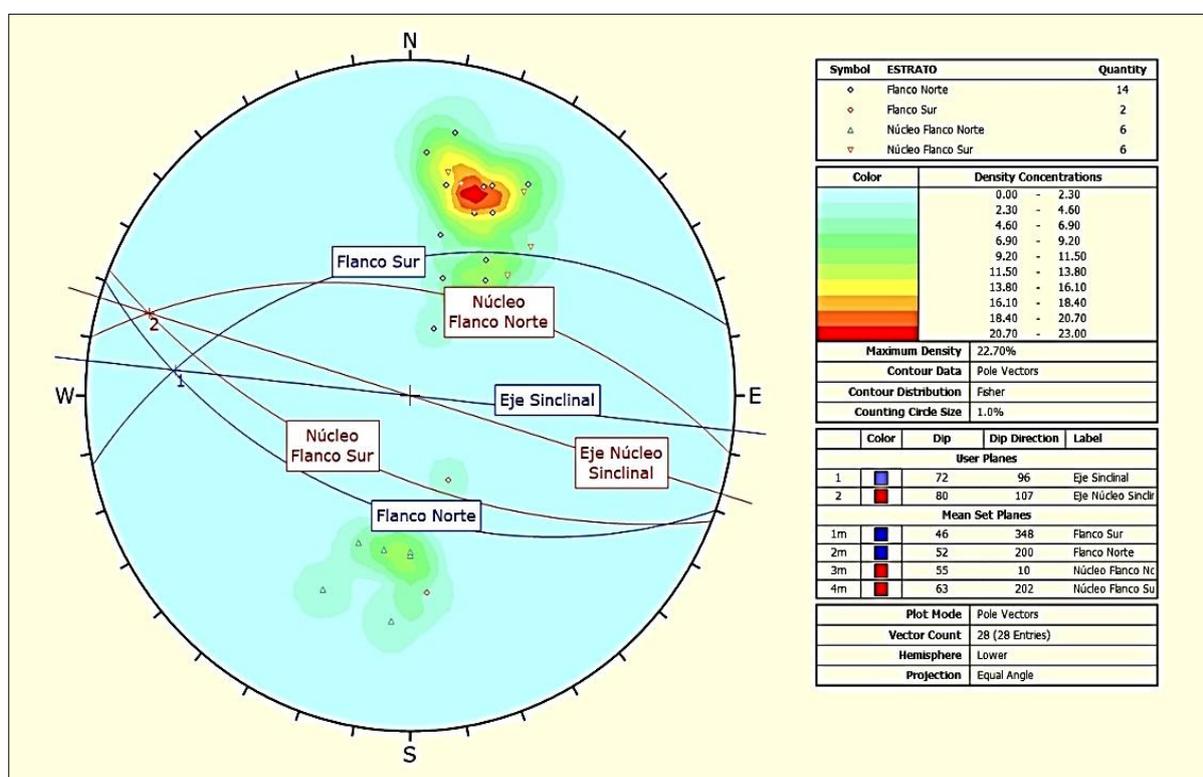
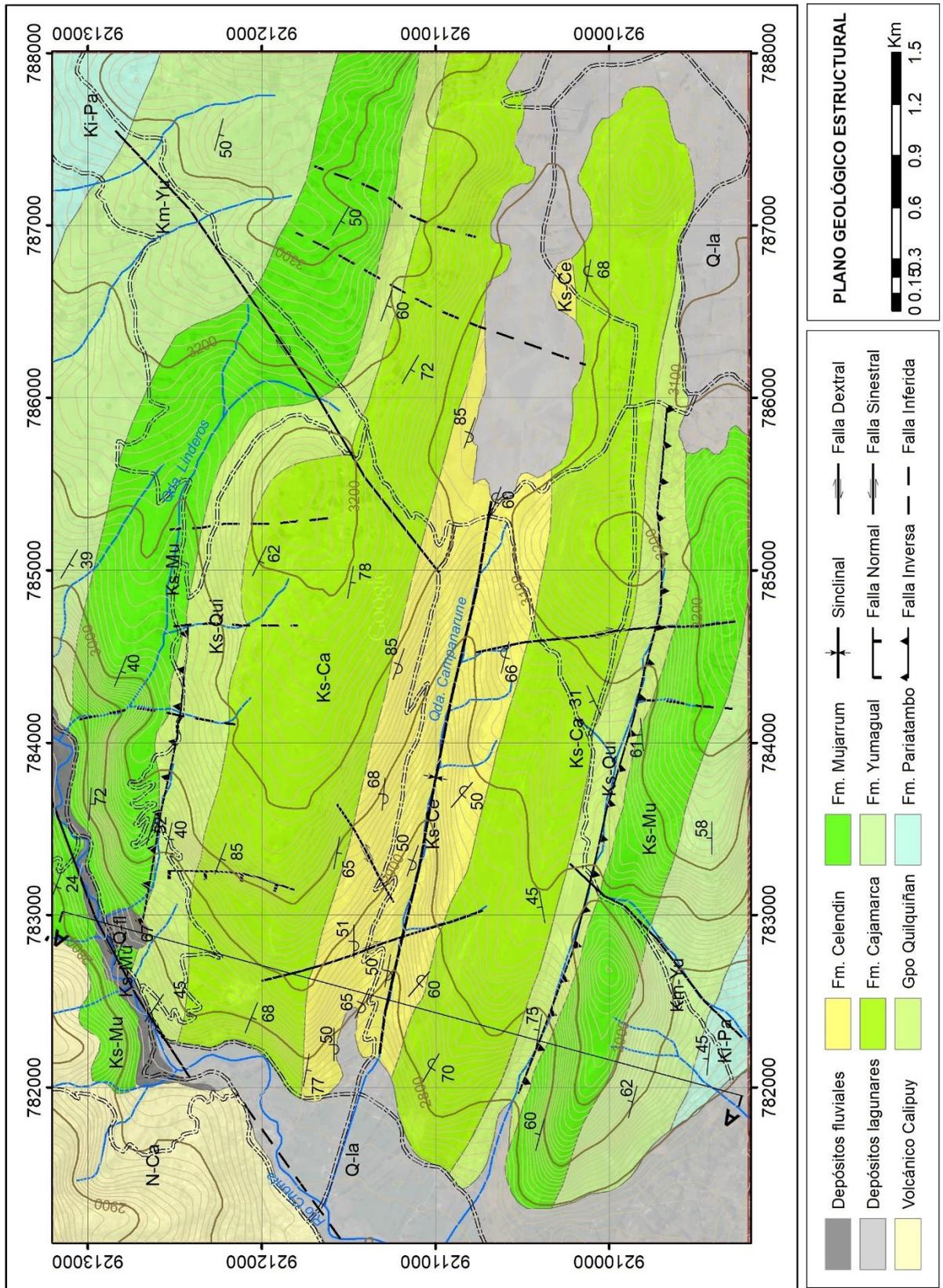


Figura 29. Proyección estereográfica del núcleo y los flancos del sinclinal Otuzco.



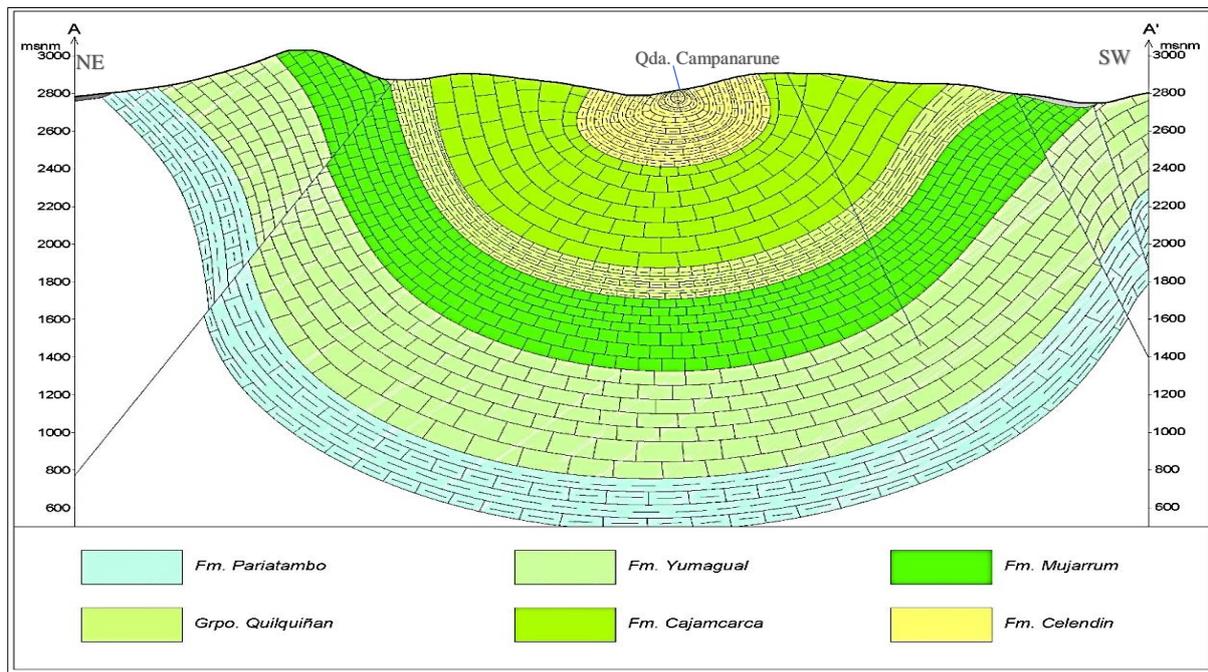


Figura 30. Plago geológico - estructural y Sección geológica.

Para entender el proceso de deformación en torno al sinclinal Otuzco es conveniente trabajar con las metodologías clásicas de Suppe (1983 y 1990), Erslev (1991), Allmendinger (1998 y 2000) y Cardozo (2003) que lidian principalmente con los modelos geométricos en zonas de trishear, pliegues por flexiones y propagaciones de falla. Así, los trazos que representan las bases y los topos de las estratificaciones llegan a quedar establecidos según las diferentes inclinaciones de fallas propuestas. De manera que las orientaciones de los pliegues y posible paralelismo de estratos cerca de las superficies de fallamiento sean coherentes. Para este caso, se ha recurrido al uso de software que simule las técnicas anteriormente mencionadas con el fin entender cómo se generó el pliegue en abanico.

Si bien en el mercado geológico existen numerosos softwares que logren este cometido, es *FaultFold v.7* de Richard Allmendinger el que entrega resultados bastante aceptables y que sobre todo es de uso libre. Es decir, que bastará con conocer los rumbos y buzamientos de los estratos para hacer una interpretación rápida.

Para este análisis se ha considerado una sucesión de eventos relacionados temporalmente.

TIEMPO 1: Se tiene la depositación de una secuencia de capas sedimentarias que representarían la columna estratigráfica de la región. (Figura 32)

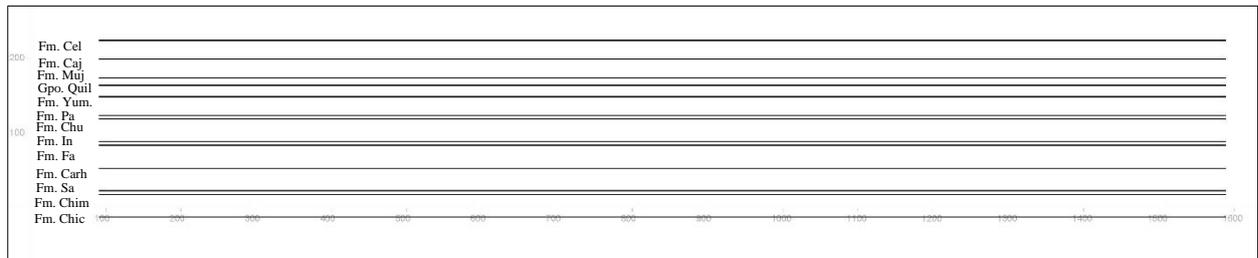


Figura 31. Tiempo 1: Depositación de la secuencia sedimentaria, la división de las capas se ha considerado a escala de las unidades geológicas de la columna estratigráfica de Cajamarca.

TIEMPO 2: La secuencia sedimentaria es sometida a esfuerzos de compresión, provocando un fallamiento lístrico con despegue en la base de la columna (Fm. Chicama) propagando un pliegue anticlinal en la zona triangular de trishear y el trasflanco (backlimb), (Figura 33). El pliegue por propagación de falla empieza como una línea de despegue que se mueve de izquierda a derecha (hacia el noreste) cuyo movimiento se propaga hacia las partes superiores de la estratigrafía.

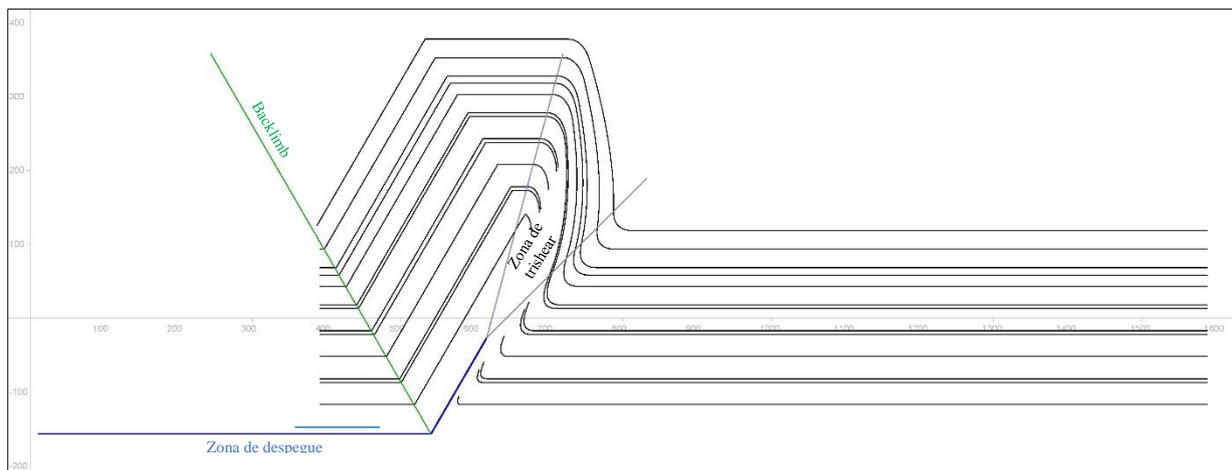


Figura 32. Tiempo 2: Compresión y generación de fallamiento con despegue en la base y propagación de plegamiento anticlinal hacia arriba.

TIEMPO 3: La compresión continúa acortando lateralmente la cobertera sedimentaria con empuje y levantamiento vertical, provocando el desarrollo de una segunda falla que al propagarse genera un segundo anticlinal hacia el Este del anterior y replegando al primero, este

levantamiento forja un sistema de fallas inversas en flor positiva con una falla antitética que imbrica las capas plegadas hacia el Oeste generando en medio de los dos anticlinales una sinforma en abanico. (Figura 35).

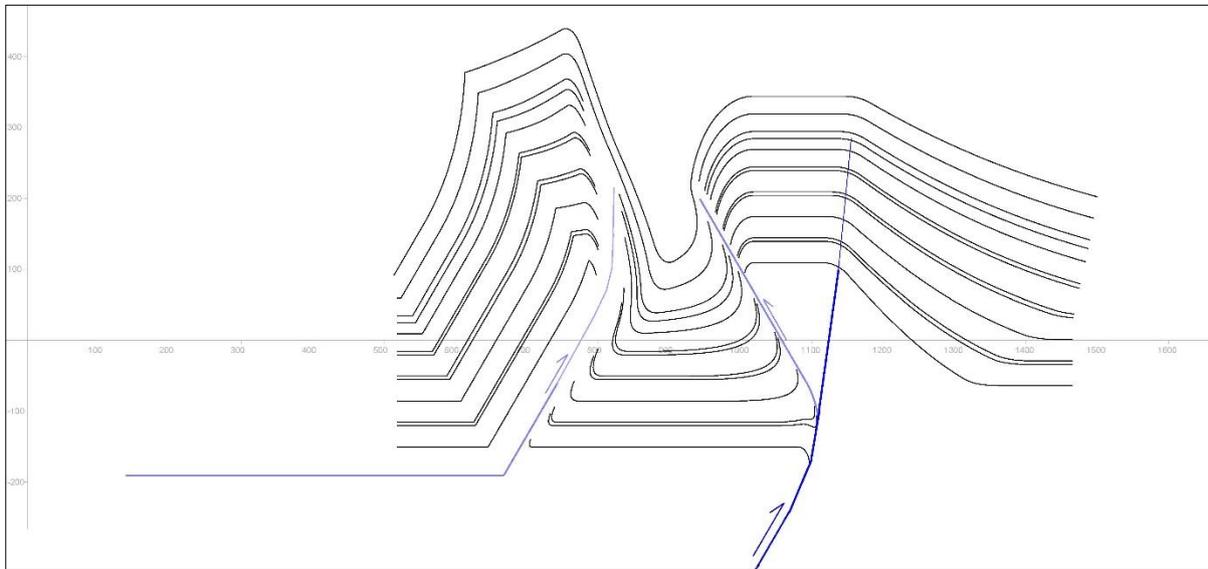


Figura 33. *Tiempo 3: Generación de fallamiento inverso en flor positiva que propaga un segundo pliegue anticlinal e imbrica las capas hacia el Oeste forjando una sinforma en abanico en medio de los dos anticlinales.*

El modelo estructural anterior nos permite bosquejar la secuencia de deformación considerando que las rocas sufren importantes cambios geométricos que incluyen rotaciones, distorsiones y cambios de volumen dentro de la corteza terrestre. En una deformación dúctil se puede medir el grado de deformación a través elipsoides de deformación homogénea (Figura 36), propuesto por Flinn (1962) cuyo principio es muy sencillo: se mide la longitud de los tres ejes principales del elipsoide, valores a los que llamaremos X (eje largo), Y (eje intermedio) y Z (eje corto). A continuación se determinan los cocientes X/Y e Y/Z . Dichos cocientes constituyen precisamente los ejes de ordenadas y abscisas respectivamente del diagrama de Flinn (Figura 36c).

Una esfera inicial (a) se transforma en un elipsoide de tres ejes (b) después de la deformación. Es posible dar cuenta de la variación en las formas que puede tener dicho elipsoide si se representan en el diagrama de Flinn, como se muestra en (c).

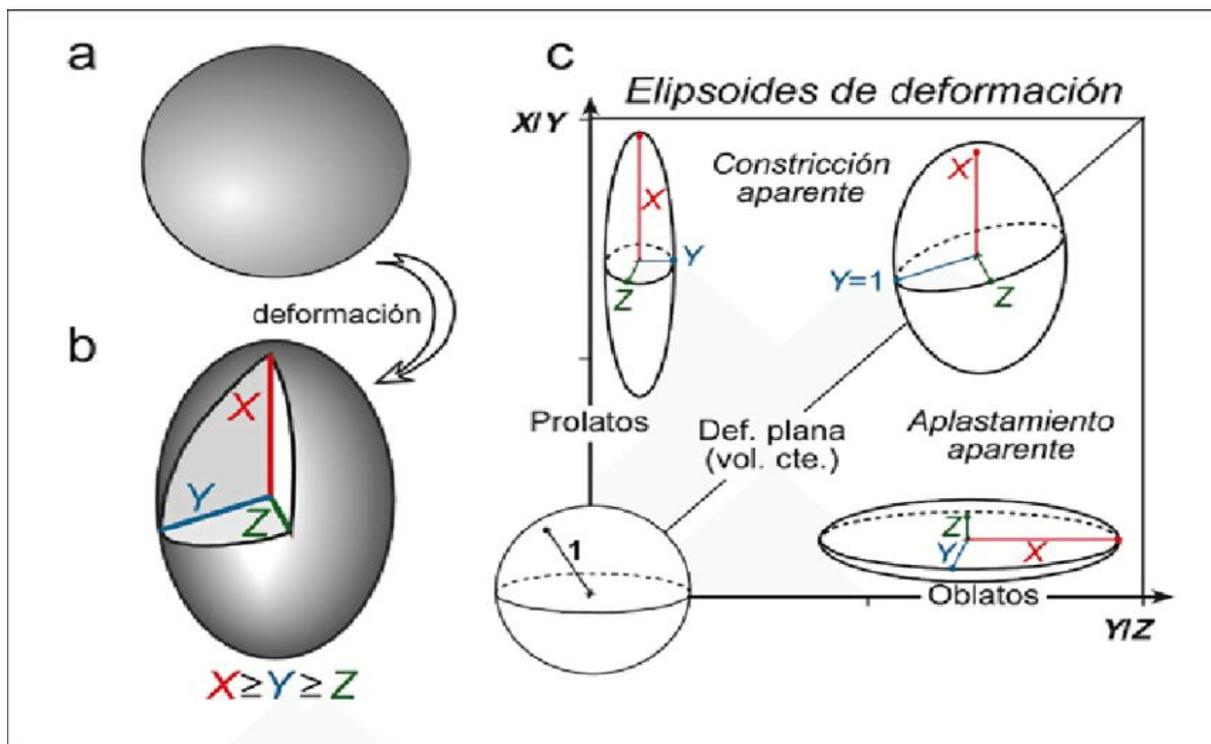


Figura 34. La deformación homogénea en tres dimensiones. Fuente: Fernández et al. (2013).

En nuestro modelo (Figura 37) partimos de la premisa que en el tiempo 1 no hay deformación por lo que los elipsoides se mostraran como esferas donde los ejes $X=Y=Z$ que se representa en el origen del diagrama de Flinn.

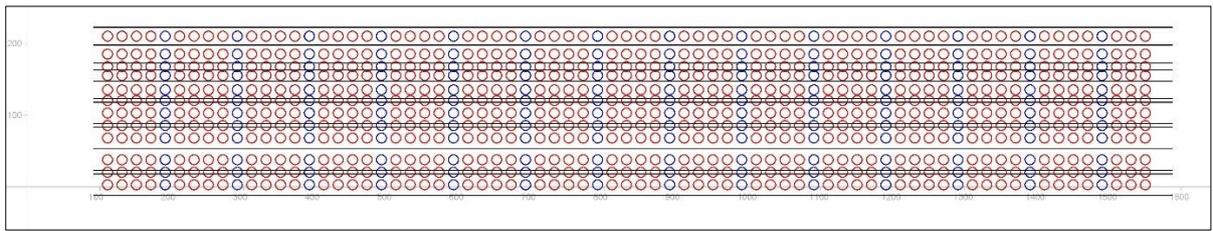
En el tiempo 2, luego de la compresión podemos ver que la mayor deformación se experimenta en la zona de trishear donde la mayoría de elipsoides tiende a ser prolatos mostrando la constricción aparente que se desarrolla en esta zona, sin embargo hacia el trasflanco (backlimb) todos los elipsoides son homogéneos manteniendo un volumen constante que nos indica una deformación plana, la charnela del anticlinal se muestra poco o nada deformado.

En el tiempo 3 con el desarrollo de la segunda falla inversa, la compresión se ha generalizado en toda la estructura; así en el trasflanco del anticlinal Oeste se desarrolla una débil constricción aparente, mientras que en su charnela aparece una insipiente deformación plana y en la zona de trishear experimenta una estricción llegando al nivel de rotura. Lo propio ocurre en el anticlinal Este donde el trasflanco está experimentado deformación plana, la zona de charnela no presenta

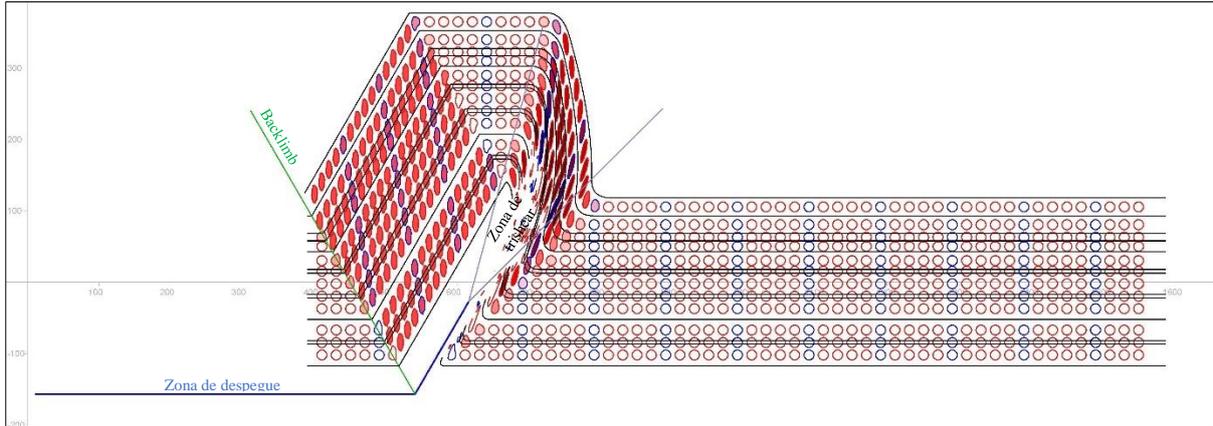
deformación y el anteflanco que coincide con la zona de trishear de la falla antitética experimenta un aplastamiento aparente con los elipsoides que tienden a ser oblatos.

El desarrollo de estas dos estructuras anticlinales han provocado la formación de un sinclinal en abanico que representa al sinclinal Otuzco el cual presenta al menos cuatro grados de deformación que estarían influenciados por las estructuras que lo generan así como por el comportamiento geomecánico de las rocas que experimentan la deformación, así se puede observar que en la charnela del sinclinal los elipsoides se muestran no deformados al menos en las 6 unidades estratigráficas inferiores que están representando a rocas del Cretáceo inferior probablemente más resistentes por sus características litológicas; las unidades suprayacentes que conforman el núcleo del sinclinal que representan a las unidades calcáreas del Cretáceo superior, materia de esta investigación, hacia el núcleo presentan deformación plana con volumen constante hacia ambos flancos presentan constricción aparente y aplastamiento aparente a niveles más superiores es esta diferencia en los grados de deformación que genera en síntesis la forma en abanico del sinclinal.

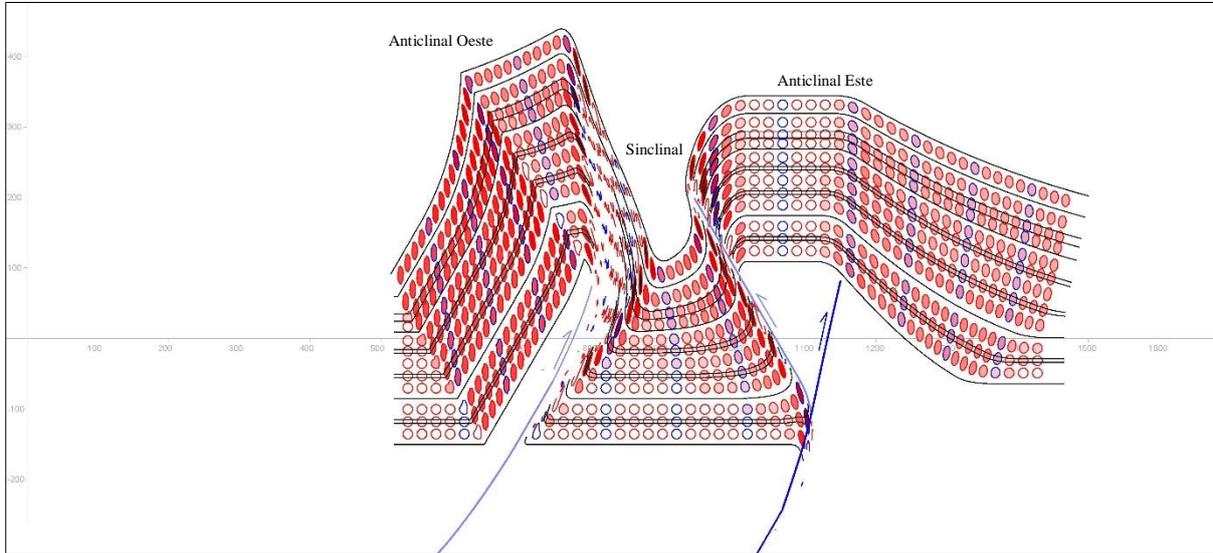
De manera práctica llevando este modelo a las observaciones de campo podemos relacionar las estructuras, el anticlinal Oeste estaría representando al anticlinal Baños del Inca, el anticlinal Este estaría representando el anticlinal San Pedro estructuras contiguas al sinclinal Otuzco; sin embargo en esta investigación no se pretende explicar la formación de estos anticlinales, sino más bien se opina que éstos han influenciado en la evolución estructural del sinclinal en abanico de Otuzco.



TIEMPO 1



TIEMPO 2



TIEMPO 3

Figura 35. Secuencia de deformación durante la evolución del sinclinal Otuzco.

4.3. CONTRASTACIÓN DE LAS HIPÓTESIS

Según la hipótesis propuesta: El sinclinal Otuzco es un pliegue disharmónico en abanico producto del comportamiento tenso - deformacional viscoplástico de las rocas carbonatadas del Cretáceo Superior durante la compresión tectónica del Ciclo Andino; para contrastar esta hipótesis se ha estudiado a detalle la geología regional y local identificando la litología de las unidades estratigráficas se ha estudiado la geología estructural, se ha determinado el comportamiento tenso - deformacional de las unidades calcáreas del Cretáceo Superior y se ha propuesto un modelo estructural para el sinclinal Otuzco; llegando a confirmar la hipótesis ya que el sinclinal Otuzco efectivamente es un pliegue en abanico cuya deformación está ligada al comportamiento tenso - deformacional de las rocas calcáreas.

CAPÍTULO V: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. CONCLUSIONES

A partir del cartografiado geológico, estaciones geoestructurales, interpretación de secciones geológicas – estructurales se analizó el comportamiento tenso - deformacional de las rocas calcáreas del Cretáceo Superior y se definió la configuración estructural del sinclinal Otuzco llegando a las siguientes conclusiones:

- ✓ Las unidades calcáreas del Cretáceo Superior presentan un comportamiento tenso - deformacional contranstable, así tenemos unidades resistentes y con deformación frágil compuestas por las Formaciones Cajamarca y Yumagual, unidades poco resistentes y con deformación dúctil compuestas por la Formación Celendín y el Grupo Quilquiñan, y una unidad con resistencia moderada con comportamiento frágil-dúctil compuesta por la formación Mujarrum.
- ✓ El sinclinal Otuzco es un pliegue disharmónico en abanico con una relativa vergencia hacia el SSO presenta un plano axial flexionado en el núcleo con orientación de N 107° y plunge 10° hacia el Oeste y en la charnela con orientación de N 96° y plunge de 18° hacia el Oeste. El modelamiento estructural del sinclinal Otuzco ha evidenciado que se ha desarrollado como producto de la evolución de dos anticlinales adyacentes a saber el anticlinal Baños del Inca y San Pedro como propagación de fallas inversas lístricas de basamento.
- ✓ El sinclinal Otuzco presenta cuatro grados de deformación que estarían influenciados por las estructuras que lo generan así como por el comportamiento geomecánico de las rocas que experimentan la deformación, así en su charnela los elipsoides se muestran no deformados al menos en unidades estratigráficas inferiores; en el núcleo las unidades calcáreas del Cretáceo superior, presentan deformación plana con volumen constante y hacia ambos flancos presentan constricción aparente y aplastamiento aparente a niveles más superiores, es esta diferencia en los grados de deformación que genera la forma en abanico del sinclinal.

5.2. RECOMENDACIONES

- ✓ Se recomienda estudiar estructuras similares en la región y relacionar su formación a la tectónica regional.
- ✓ Estudiar los fallamientos inversos en la región y su posible caracterización como fallas lístricas de basamento con despegue basal, y su relación con la formación de anticlinales como producto de propagación en los niveles superiores de la cobertera sedimentaria.
- ✓ Realizar modelos reológicos con materiales de similar comportamiento a la intercalación de unidades calcáreas del Cretáceo superior a fin de determinar los patrones de deformación de un sinclinal en abanico.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allmendinger, RW. 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault propagation folds: *Tectonics*, v. 17, no. 4, p. 640-656.
- Allmendinger, RW. 1999. Propagation-to-slip ratio and fold style in fault-propagation folds: perspectives gleaned from trishear modeling, in *Geological Society of America Abstracts with Programs*.
- Bardales, B. 2014. Análisis estructural de las secuencias cretáceas de los Baños del Inca y alrededores, Cajamarca – Perú. Tesis Prof., Cajamarca, UNC. 184 P.
- Cardozo, N., Bawa-Bhalla, K., Zehnder, AT., Allmendinger, RW. 2003. Mechanical models of fault propagation folds and comparison to the trishear kinematic model: *Journal of Structural Geology*, v. 25, no. 1, p. 1-18.
- Chuquiruna, W. 2009. Caracterización estratigráfica y estructural de la subcuenca Chonta – Cajamarca: mediante aplicaciones SIG. Tesis Prof., Cajamarca, UNC. 123 P.
- Dávila, J. 2006. Diccionario Geológico. INGEMMET, editorial Arthaltuna, Lima, Perú, 901 p.
- Erslev, EA. 1991. Trishear fault-propagation folding: *Geology*, v. 19, no. 6, p. 617-620.
- Fernández, C; Díaz, M; Díaz, J. 2013. Las Zonas de cizalla dúctil como recurso didáctico para entender la deformación de las rocas. El ejemplo de la zona de cizalla sudibérica (Macizo Ibérico suroccidental). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*. ISSN: 1132-9157, p. 16 – 26.
- Fleuty, MJ. 1964. The description of folds. London, *Proceedings of the Geologists' Association*. N° 75: 461–492.
- Flinn, D. 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society*, London, 118, 385-428.
- Fossen, H. 2010. *Structural Geology*. New York, Cambridge University Press. 480 p.
- Hudleston, PJ. 1973. Fold morphology and some geometric implications of theories of fold development. *Tectonophysics* N° 16: 1–46.
- Martínez, JR. 2002. *Geología Estructural y Dinámica Global*. España, Gabi/apuntes, Univ. Salamanca. 431 p.
- Navarro – Ramirez, JP; Bodin, S; Immenhauser, A. 2016. Ongoing Cenomanian – Turonian heterozoan carbonate production in the neritic setting of Peru. *Elsevier, Sedimentary Geology* N° 331: 78 – 93.
- Ramsay, JG. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York, McGraw-Hill. 568 p.

Sitter, L. 1976. *Geología Estructural*. Barcelona, Editorial Omega S.A. 522 p.

Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding: *American Journal of Science*,
V. 283, no. 7, p. 684-721.

Suppe, J., Medwedeff, D. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding: *Eclogae
Geologicae Helvetiae*, v. 83, no. 3, p. 409-454.