

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA



TESIS PROFESIONAL

**GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y SU RELACIÓN CON LOS MANTOS DE
CARBÓN EN EL DISTRITO DE PEDRO GALVEZ Y ALREDEDORES, DE LA
PROVINCIA DE SAN MARCOS**

Para optar el título profesional de:

INGENIERO GEÓLOGO

Presentado por:

Bach. José Elías Mantilla Quispe

Asesor:

Dr. Ing. Crispín Zenón Quispe Mamani

CAJAMARCA - PERÚ

2022

AGRADECIMIENTO

A Dios todopoderoso por la bendición de lograr el presente objetivo académico.

A todos los docentes de mi Alma Mater la Universidad Nacional de Cajamarca, Facultad Ingeniería y la escuela académico profesional de Ingeniería Geológica, que me impartieron su profesionalismo y conocimientos aportando a mi formación y desarrollo profesional.

A mi asesor, el Dr. Zenón Quispe por su paciencia y soporte en el transcurso de la presente investigación.

DEDICATORIA

A mis queridos padres: Pedro Mantilla y Magna Quispe, también a mis hermanos Luis y Patricia de quienes tengo siempre presente su soporte y apoyo incondicional de manera constante en todos los ámbitos de mi desarrollo personal y profesional.

ÍNDICE

	Pág.
AGRADECIMIENTO.....	ii
DEDICATORIA	iii
ÍNDICE DE TABLAS	vii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	viii
ABREVIATURAS.....	xii

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN.....	1
-------------------	---

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO.....	4
2.1. ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA INVESTIGACIÓN	4
2.1.1. ANTECEDENTES INTERNACIONALES.....	4
2.1.2. ANTECEDENTES NACIONALES	6
2.1.3. ANTECEDENTES LOCALES	7
2.2. BASES TEÓRICAS.....	8
2.2.1. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	8
2.2.2. TECTÓNICA.....	21
2.2.3. DIAGÉNESIS.....	22
2.2.4. SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA.....	23
2.2.5. EL CARBÓN COMO ROCA	26
2.2.6. PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DEL CARBÓN.....	28
2.2.7. GEOLOGÍA ECONÓMICA DEL CARBÓN	34
2.2.8. CLASIFICACIÓN DEL CARBÓN.....	40
2.3. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS.....	41

CAPÍTULO III

MATERIALES Y MÉTODOS	43
3.1. UBICACIÓN DEL ÁREA Y ZONA DE INVESTIGACIÓN	43
3.1.1. GEOGRÁFICA.....	43
3.1.2. POLÍTICA	43
3.1.3. ACCESIBILIDAD.....	43

	Pág.
3.1.4. CLIMA Y VEGETACIÓN.....	44
3.1.5. PROCEDIMIENTO.....	46
3.1.6. ETAPA DE PLANIFICACIÓN Y ANÁLISIS REMOTO.....	46
3.1.7. ETAPA VISITA DE CAMPO.....	47
3.1.8. ETAPA DE TRATAMIENTO DE DATOS Y ANÁLISIS EN GABINETE.....	47
3.2. METODOLOGÍA.....	47
3.2.1. POBLACIÓN DE ESTUDIO.....	48
3.2.2. MUESTRA.....	48
3.2.3. UNIDAD DE ANÁLISIS.....	49
3.2.4. IDENTIFICACIÓN DE VARIABLES.....	49
3.2.5. INSTRUMENTOS Y EQUIPOS.....	49
3.3. GEOMORFOLOGÍA LOCAL.....	50
3.3.1. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS.....	51
3.3.2. MONTAÑAS.....	51
3.3.3. CÁRCAVAS.....	52
3.3.4. ABANICO ALUVIAL.....	53
3.3.5. VALLE FLUVIAL.....	53
3.3.6. TERRAZA FLUVIAL.....	54
3.3.7. UNIDADES MORFOGENÉTICAS.....	55
3.4. MARCO GEOLÓGICO.....	57
3.4.1. GEOLOGÍA REGIONAL.....	58
3.4.2. GEOLOGÍA LOCAL.....	59
3.4.3. UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS.....	60
3.4.4. PROCESOS DE SEDIMENTACIÓN:.....	81
3.5. MARCO TECTÓNICO.....	86
3.6. MARCO ESTRUCTURAL.....	88
3.6.1. PLIEGUES.....	88
3.6.2. ANTICLINAL REGIONAL.....	88
3.6.3. ANTICLINAL LOCAL.....	90
3.6.4. FALLAS.....	90

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	105
4.1. ANÁLISIS DE LA GEOLOGÍA LOCAL Y PROCESO SEDIMENTARIO.....	105
4.2. GÉNESIS DEL CARBÓN.....	105
4.3. ESTRUCTURAS TECTÓNICAS.....	106
4.3.1. ANÁLISIS CINEMÁTICO ESTRUCTURAL.....	106
4.4. CONTRASTACIÓN DE LA HIPÓTESIS.....	110

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	111
5.1. CONCLUSIONES.	111
5.2. RECOMENDACIONES.	112
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113
ANEXOS.....	118

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
TABLA 1. LA INMERSIÓN (PLUNGLE) DEL PLIEGUE PUEDE ENCONTRARSE ESTEREOGRÁFICAMENTE A PARTIR DE LAS MEDIDAS DE LA DISPOSICIÓN DE LA ESTRATIFICACIÓN EN LOS DIFERENTES LUGARES ALREDEDOR DE LA ESTRUCTURA.....	12
TABLA 2 LA CONSTRUCCIÓN ESTEREOGRÁFICA DE LA SUPERFICIE AXIAL DEL PLIEGUE.....	13
TABLA 3. CRITERIO DE CLASIFICACIÓN PARA LOS PLIEGUES SEGÚN EL ÁNGULO DE INTERFLANCOS.	14
TABLA 4. CLASIFICACIÓN DE UNA FALLA SEGÚN EL ÁNGULO DE PITCH CON RESPECTO A LA HORIZONTAL DE LAS ESTRÍAS.....	20
TABLA 5. DIFERENCIA ENTRE EL AMBIENTE DE FORMACIÓN DE LAS TURBAS.....	30
TABLA 6. COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL CARBÓN.....	31
TABLA 7. CLASIFICACIÓN DE LOS COMPONENTES DEL CARBÓN.....	31
TABLA 8. REGISTRO HISTÓRICO DEL PRECIO INTERNACIONAL DEL CARBÓN	36
TABLA 9. PRODUCCIÓN DE CARBONES EN PERÚ.....	40
TABLA 10. CLASIFICACIÓN DEL CARBÓN, NORMA ASTM.	41
TABLA 11. COORDENADAS UTM EN EL SISTEMA WGS-84.	43
TABLA 12.DATOS DE LA ESTACIÓN METEOROLÓGICA DE LA ESTACIÓN METEOROLÓGICA CONSIDERADA PARA LOS DATOS DE CLIMA.....	44
TABLA 13. CLASIFICACIÓN DEL TIPO DE INVESTIGACIÓN EMPLEADO.....	48
TABLA 14. VARIABLES DE LA INVESTIGACIÓN.....	49

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
FIGURA 1. NIVELES ESTRUCTURALES DE LA CORTEZA TERRESTRE.....	9
FIGURA 2. DEFORMACIÓN DE LOS ESTRATOS.....	10
FIGURA 3. ESQUEMA EN EL QUE SE MUESTRA EL COMPORTAMIENTO DE LA ELASTICIDAD Y PLASTICIDAD DE UNA ROCA.....	11
FIGURA 4. ELEMENTOS DE UN PLIEGUE Y LA TERMINOLOGÍA APLICADA.....	12
FIGURA 5: ESTEREOGRAMAS PARA LA CLASIFICACIÓN DE LOS PLIEGUES.....	13
FIGURA 6. CLASIFICACIÓN DE PLIEGUES BAJO CRITERIOS LA EDAD DE MATERIALES, POSICIÓN DE SU PLANO AXIAL Y SIMETRÍA.	14
FIGURA 7. LA ROTURA DEL MACIZO.....	15
FIGURA 8. EN UN BLOQUE DE LA FORMACIÓN CHIMÚ SE IDENTIFICA LAS ESTRUCTURAS PRIMARIAS ...	16
FIGURA 9. REPRESENTACIÓN IDEAL DEL DESPLAZAMIENTO DE BLOQUES QUE FORMAN LAS FALLAS NORMALES “A”, FALLAS INVERSAS “B” Y FALLAS DE TRANSFORMANTES.....	17
FIGURA 10. SE OBSERVA EL SENTIDO DEL DESPLAZAMIENTO SOBRE EL PLANO DE RIEDEL.....	18
FIGURA 11. CRITERIOS CINEMÁTICOS ADICIONALES EN FALLAS FRÁGILES.	19
FIGURA 12. MODELO DE RIEDEL, OBSERVAMOS LAS ESTRUCTURAS TIPO R, R’ Y P.....	19
FIGURA 13. ESQUEMA DE DIEDROS RECTOS EN UNA FALLA EN BLOQUE DIAGRAMA.....	20
FIGURA 14: REPRESENTACIÓN DE LA GEOMETRÍA DE LA CINEMÁTICA DE DESPLAZAMIENTO DE UNA FALLA EN PROYECCIÓN.....	21
FIGURA 15. RANGOS DE PROFUNDIDAD Y TEMPERATURA DE LOS PROCESOS DIAGENÉTICOS.....	23
FIGURA 16. INFLUENCIA DEL AGUA EN LA COMPOSICIÓN DE TURBERAS.....	29
FIGURA 17. ESQUEMA DE LA CONFIGURACIÓN ESTRATIGRÁFICA ASOCIADA A LOS FACTORES DE TRANSGRESIÓN Y REGRESIÓN.....	33
FIGURA 18. ESTADÍSTICA DE LA VARIACIÓN DEL CONSUMO DE ENERGÍA.....	35
FIGURA 19. VISTA DE LOS ACCESOS PARA LLEGAR A LA ZONA DE INVESTIGACIÓN.....	44
FIGURA 20. HISTOGRAMA DE PRECIPITACIÓN ACUMULADA EN LA ZONA DE ESTUDIO.....	45
FIGURA 21. LLANURA CON VEGETACIÓN BAJA, ARBUSTOS DE FUSTE CORTO Y ARBOLES POCO ABUNDANTES.....	45
FIGURA 22. TRAZO DE LAS RUTAS PRINCIPALES PARA EL ESTUDIO DEL ÁREA DE INTERÉS.....	46
FIGURA 23. MONTAÑA AL “E” DE LA CIUDAD DE SAN MARCOS.....	51
FIGURA 24. SE PUEDEN OBSERVAR LOS AFLORAMIENTOS DE LA FORMACIÓN DEL GRUPO GOYLLARISQUIZGA Y DE ALGUNAS FORMACIONES CRETÁCEAS.....	52
FIGURA 25. CÁRCAVAS EN LA FORMACIÓN CHIMÚ.....	52
FIGURA 26. ABANICO ALUVIAL FORMADO POR LOS SEDIMENTOS DE LA FORMACIÓN CHIMÚ.....	53
FIGURA 27. RÍO MUYOC UN VALLE EN FORMA DE “V”.....	54

	Pág.
FIGURA 28. TERRAZAS FLUVIALES EN PROCESO DE EROSIÓN.....	54
FIGURA 29. PLANICIES AL COSTADO DEL RÍO MUYOC.	55
FIGURA 30. LOMADA CONFORMADA POR AFLORAMIENTOS DE LA FORMACIÓN CONDEBAMBA.....	56
FIGURA 31. CERRO TACSAQUILLA FORMADO POR LADERAS CON UNA PENDIENTE ENTRE 20° A 50°.	56
FIGURA 32. ESCARPE EN LA FORMACIÓN FARRAT.	57
FIGURA 33. ROCAS ARENISCAS CUARZOSAS DE GRANO FINO A MEDIO.	61
FIGURA 34. AFLORAMIENTO DE LA FORMACIÓN CHIMÚ, SE EVIDENCIA ARENISCAS CUARZOSAS.	61
FIGURA 35. SE OBSERVA LA EVIDENCIA DE FÓSILES DE TALLOS Y HOJAS SIENDO LOS MEJORES INDICADORES DE LA FACIES DE UNA ROCA.....	62
FIGURA 36. CAMBIOS EN LA FORMA QUE SE HA DEPOSITADO LOS SEDIMENTOS.....	62
FIGURA 37. SE OBSERVA LA FORMACIÓN DE MASAS VEGETALES EN DESCOMPOSICIÓN.....	63
FIGURA 38. CARBÓN DEPOSITADO EN ARENISCAS CUARZOSAS DE LA FORMACIÓN CHIMÚ.	64
FIGURA 39. SE EVIDENCIA EN CIERTAS ÁREAS EN FORMA LENTICULAR..	65
FIGURA 40. PODEMOS NOTAR LOS MANTOS ALOJADOS PARALELAMENTE A LOS PLANOS DE ESTRATIFICACIÓN DE LA ROCA ARENISCA CUARZOSA.	65
FIGURA 41. SERIE DE PLEGAMIENTOS QUE TUVO LUGAR A VARIAS ETAPAS, QUE QUEDAN MARCADAS EN DISCORDANCIAS LOCALES QUE SE EVIDENCIAN EN LA ZONA DEL CARBÓN.	66
FIGURA 42. CONTACTO LITOLÓGICO DE LA FORMACIÓN CHIMÚ Y SANTA.....	67
FIGURA 43. FORMACIÓN SANTA AL SW DEL MARGEN IZQUIERDO RÍO MUYOC.....	67
FIGURA 44. AFLORAMIENTOS DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN SANTA.	68
FIGURA 45. TURBA EN CONTACTO CON LAS ARENISCAS DE LA FORMACION CHIMÚ.....	68
FIGURA 47. AFLORAMIENTOS DEL MIEMBRO MEDIO DE LA FORMACIÓN CHIMÚ.	69
FIGURA 48. EN EL MIEMBRO SUPERIOR SE EVIDENCIAN ARCILLAS ABIGARRADAS.....	69
FIGURA 49. SE OBSERVAN UNA FAMILIA DE DIACLASAS CONJUGADAS,	70
FIGURA 50. AFLORAMIENTO CON PRESENCIA DE ARENISCAS CUARZOSAS.	71
FIGURA 51. EVIDENCIA DE UNA INTENSA BIOTURBACIÓN.	71
FIGURA 52. SE OBSERVA METEORIZACIÓN FÍSICA DEL TIPO TERMOCLÁSTIA.....	72
FIGURA 53. SE OBSERVA EN AFLORAMIENTO LAS ARENISCAS CALCÁREAS CON INTERCALACIONES DE ARCILLITAS FERRUGINOSAS Y LIMONITA.....	72
FIGURA 54. INTERCALACIÓN DE ARENISCAS CON ARCILLITAS ES NOTORIO LOS ESTRATOS MODERADAMENTE GRUESOS LOS CUALES SE ENCUENTRAN FRACTURADOS.	73
FIGURA 55. CONTACTO DE LA FORMACIÓN INCA Y CHÚLEC.	73
FIGURA 56 AFLORAMIENTO DE CALIZAS MARGOSAS.	74
FIGURA 57. ESTRATOS DE LA FORMACIÓN CHÚLEC.....	74
FIGURA 58. SE OBSERVA UNA BIOZONA DE GASTERÓPODOS DEL GÉNERO TURRITELLA.	75
FIGURA 59. CALIZAS NODULARES INTERCALADAS CON ARCILLITAS NEGRUZCAS.	75
FIGURA 60. AL FRACTURAR LA ROCA HAY EVIDENCIA DE ÓXIDO DE MANGANESO.	76
FIGURA 61. FORMACIÓN YUMAGUAL CON ESTRATOS DELGADOS DE CALIZAS ARENOSAS.....	76

	Pág.
FIGURA 62. SE DIFERENCIA EN ESTA FORMACIÓN UNA ALTERNANCIA DE CALIZAS NODULARES.	77
FIGURA 63. AFLORAMIENTO DE LA FORMACIÓN CAJABAMBA EN EL CORTE DE CARRETERA.	78
FIGURA 64. LITOLOGÍA DE LA FORMACIÓN CONDEBAMBA.....	78
FIGURA 65. MARGEN DEL RÍO MUYOC, DONDE SE OBSERVA LOS CANTOS RODADOS CON UNA COMPOSICIÓN DE GRAVAS, ARENAS, LIMOS Y ARCILLAS.	79
FIGURA 66. SE EVIDENCIA EL DEPÓSITO ALUVIAL, CONSTITUIDA POR GRAVA, ARENAS, LIMOS Y ARCILLAS..	80
FIGURA 67. DEPOSITO COLUVIAL AL SE DEL RÍO MUYOC.	80
FIGURA 68. AMBIENTES DE FORMACIÓN DEL GRUPO GOYLLARISQUIZGA.	82
FIGURA 69. CONTACTO ENTRE LA FORMACIÓN CARHUAZ Y FARRAT.	82
FIGURA 70. VISTA DE LOS RESTOS VEGETALES FOSILIZADOS.....	83
FIGURA 71. CONTACTO DEL MANTO DE CARBÓN CON EL ESTRATO DE ARENISCAS ENCAJONANTE.....	84
FIGURA 72. LOS PROCESOS DE FORMACIÓN DE CARBÓN Y SEDIMENTACIÓN	84
FIGURA 73. ENCONTRAMOS LA CONTAMINACIÓN DE LA TURBA CON MATERIALES DETRÍTICOS.....	85
FIGURA 74. CONTAMINACIÓN DE LAS CAPAS DE TURBA POR INGRESO DE ARCILLAS TRANSPORTADAS, ASÍ MISMO LA PRECIPITACIÓN QUÍMICA EN MANERA DE ÓXIDOS.	86
FIGURA 75. MUESTRA LAS CARACTERÍSTICAS PROPIAS DEL TECTONISMO.	87
FIGURA 76. LA IMAGEN (A) MUESTRA EL ANTICLINAL EN LA FORMACIÓN CHIMÚ FORMADO EN ROCAS ARENISCAS, LIMOLITAS, ARCILLITAS Y EN LOS MANTOS DE CARBÓN.....	89
FIGURA 77. ANTICLINAL LOCAL CON VISTA NE – SW DENTRO LA FORMACIÓN FARRAT.	90
FIGURA 78. CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL CON ANÁLISIS DE LAS EVIDENCIAS CINEMÁTICAS	91
FIGURA 79. SE OBSERVA UNA FALLA NORMAL DENTRO DE LA FORMACIÓN FARRAT, CONFIRMADO CON EL ANÁLISIS CINEMÁTICO.	92
FIGURA 80. ESTRATOS DE ARENISCAS CON INTERCALACIÓN DE ARCILLITAS DE LA FORMACIÓN FARRAT, 810353-E, 9194182-N.	93
FIGURA 81. PARTE (C): GEOMETRÍA DE LA CINEMÁTICA DE DESPLAZAMIENTO DE LA FALLA NORMAL ..	94
FIGURA 82. BRECHA DE UNA FALLA, PARA ESTE CASO CORRESPONDE A UNA FALLA NORMAL.....	95
FIGURA 83. PLIEGUE DE ARRASTRE, ASOCIADO A LA LÁMINA DE CARBÓN Y CON ESTRECHA RELACIÓN A LA FALLA, SU IMPORTANCIA DE ESTE ES QUE NOS INDICA EL MOVIMIENTO RELATIVO DE LA FALLA.....	96
FIGURA 84. OBSERVAMOS UNA SUPERFICIE DE CIZALLA EXTENSIONAL.	97
FIGURA 85. ANÁLISIS DE LOS INDICADORES CINEMÁTICOS PARA UNA FALLA DE RUMBO SINISTRAL. ...	98
FIGURA 86. REPRESENTA LA ESTEREOGRAFÍA SEGÚN EL MÉTODO DE DIEDROS RECTOS Y FAULTKIN.....	99
FIGURA 87. APARECE LA FAMILIA DE FRACTURAS DE CIZALLA R BIEN DESARROLLADA.....	99
FIGURA 88. ESQUEMA DEL ANÁLISIS ESTRUCTURAL CON LOS INDICADORES CINEMÁTICOS	101
FIGURA 89. REPRESENTACIÓN ESTEREOGRÁFICA DE LOS ESFUERZOS.	102
FIGURA 90. PLANO DE FALLA DEXTRAL CON RELACIÓN A LAS FRACTURAS TIPO RIEDELS.	102
FIGURA 91. ESTEREOGRAMA QUE MUESTRA LOS MECANISMOS FOCALES LOS CUALES REPRESENTAN LOS EJES DE COMPRESIÓN Y TENSIÓN.....	103

	Pág.
FIGURA 92. ANÁLISIS SIGUIENDO EL MODELO DE RIEDEL.	103
FIGURA 93. INDICADORES CINEMÁTICOS IDENTIFICADOS EN LA FORMACIÓN FARRAT.	104
FIGURA 94. SECCIÓN DEL ANTICLINAL PRINCIPAL CON EJE EN LA FORMACIÓN CHIMÚ.	107
FIGURA 95. ESQUEMA DE LA FALLA NORMAL CON ESFUERZOS COMPRESIVOS DE DIRECCIÓN NW-SE.	108
FIGURA 96. SE MUESTRA EL DESPLAZAMIENTO DE LOS MANTOS DE CARBÓN POR ACCIÓN DE LAS FALLAS.	109
FIGURA 97. DIAGRAMA DONDE REPRESENTA UBICACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS EN LA ZONA DE ESTUDIO; Y EL MODELO DE RIEDEL.	109

ABREVIATURAS

Pág.:	Página
Fm:	Formación
UTM:	Universal Transversal de Mercator
WGS-84:	World Geodetic System 1984
Km:	Kilómetro
GPS:	Global Positioning System
%:	Porcentaje
msnm:	Metros sobre el nivel del mar

RESUMEN

La presente investigación se desarrolló en la Provincia de San Marcos de la región Cajamarca, con la finalidad determinar la correlación de la geología estructural con la génesis del carbón y el afloramiento de los mantos, se observa que las formaciones geológicas que predominan pertenecen al Grupo Goyllarisquizga y también depósitos cuaternarios cuya edad están comprendidas entre el Cretácico inferior hasta el Cuaternario reciente, asimismo es notable la influencia de la tectónica global para la formación de las turberas que dieron origen a los mantos de carbón, de la misma manera la diagénesis generada por los procesos orogénicos influyeron en la geología estructural, se ha logrado identificar 04 tipos de carbón, Turba, Lignito, Bituminoso y Antracítico, el principal yacimiento se encuentra en el sector denominado Las Ocas, el cual se ubica en pleno eje de un plegamiento tipo anticlinal que tiene una dirección NW - SE y actualmente la zona de debilidad ha sido erosionada por la acción fluvial, otro reconocimiento importante es la existencia de un conjunto de estructuras geológicas como las fallas, teniendo una dominante del tipo sinistral y con el análisis cinemático se determinó la relación con fallas laterales del tipo normal, inversa y dextral, las cuales se proyectan hasta el yacimiento Tacsaquilla y generan una discontinuidad de los mantos de carbón.

Palabras claves: Génesis del carbón, geología estructural, mantos de carbón, discontinuidad, turbas, análisis cinemático.

ABSTRACT

The present investigation was developed in the environs of the San Marcos district of the Cajamarca region, this investigation have finality to determine the correlation of structural geology with the genesis of coal and the outcrop of its mantles, it is observed that the geological formations that predominate belong to the Goyllarisquizga Group and also Quaternary deposits whose age ranges from the Lower Cretaceous to the recent Quaternary, the influence of global tectonics is also notable for the formation of peat bogs that gave way to the coal mantles, in the same way the diagenesis generated Due to the orogenic processes they influenced the present structural geology, it has been possible to identify the 04 types of coal, Peat, Lignite, Bituminous and Anthracitic, the main recognized deposit is located in the sector called Las Ocas, this deposit is found in the heart of an anticline type folding that has a NW - SE direction and currently the area of weakness has been eroded by fluvial action, another important recognition is the existence of a set of fault-type geological structures, having a dominant one of the synesthetic type and with the kinematic analysis the relationship with lateral faults of the normal type was determined, reverse and dextral, which project to the Tacsaquilla deposit and generate a discontinuity of the coal beds.

Keywords: Genesis of Coal, Structural geology, Beds of coal, discontinuity, Pets, Kinematic analysis.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

En los diversos procesos geológicos que se desarrollan en la corteza terrestre hay eventos que contribuyen a la erosión, transporte y sedimentación de materiales, en estos procesos geológicos también se ve intervenida la presencia de materiales orgánicos, y debido a las fuerzas tectónicas que actúan sobre la corteza terrestre, ésta se ve alterada dando lugar a estructuras como pliegues y fallas.

Estos eventos pueden tener como producto la deformación o nueva formación de rocas y minerales, inclusive la alteración de su composición inicial con la que se formaron de acuerdo con el aporte de las rocas primarias desintegradas en la diagénesis o partículas que formaron los mantos de estructuras como el carbón mineral que viene a ser el resultado la descomposición de materiales orgánicos sumado a la presión y condiciones del ambiente sobre el cual fue depositado.

En la presente investigación se realizó el estudio geológico para determinar la relación entre la geología estructural y los mantos de carbón que afloran en la zona Noroeste de la provincia de San Marcos en la región Cajamarca. La pregunta principal de la tesis es: ¿Cuál es la relación de la geología estructural con los mantos de carbón en el distrito de Pedro Gálvez y alrededores de la provincia San Marcos? La misma que es respondida por la siguiente hipótesis: El carbón emplazado corresponde a formaciones singenéticas del Cretácico inferior determinadas por la clasificación y correlación de la roca encajonante teniendo como evidencia el paralelismo de sedimentación en las formaciones subyacentes y suprayacentes, la discontinuidad del yacimiento se debe a las estructuras geológicas producto de las fuerzas tectónicas que actuaron sobre la corteza terrestre en el proceso de la orogénesis. Los afloramientos de las formaciones que corresponden al Grupo Goyllarisquizga aportan los datos

determinantes para identificar la edad geológica y los procesos que originaron la depositación del carbón.

Con la investigación que se ha realizado en el presente proyecto ayudará al conocimiento científico de la geología y sus recursos en nuestra región, además es importante para próximos estudios en busca de determinar la existencia de yacimientos favorables para la explotación y aprovechamiento de reservas para fines de explotación del mineral energético.

El estudio, muestreo y análisis para la descripción geológica se realizará en zonas de afloramiento de carbón dentro de la provincia de San Marcos de la región Cajamarca.

La investigación tiene como siguientes alcances: Delimitación espacial, El estudio, muestreo y análisis para la descripción geológica se realizará en zonas de afloramiento de carbón dentro de la provincia de San Marcos de la región Cajamarca; Delimitación temporal, se realizará desde el mes de noviembre del 2020 al mes de enero del año 2021; Delimitación de la investigación, se basa en el análisis y descripción de las características estructurales así como la relación o efectos sobre los mantos de carbón.

Como objetivos de la presente investigación tenemos la clasificación en Objetivo general: Determinar la relación de la geología estructural y los mantos de carbón en el distrito Pedro Gálvez de la provincia de San Marcos. Y objetivos específicos: Realizar el estudio geológico general orientado a la determinación de las estructuras tectónicas del entorno geológico a los mantos de carbón, análisis cinemático de las estructuras identificadas y la relación con la disposición de los mantos carbonosos, determinar la influencia estructural sobre las propiedades del carbón, estimar los ambientes de formación, edad geológica, relación con la formación encajonante y su respectivo Grupo litoestratigráfico.

El contenido de los capítulos de esta investigación se describe a continuación: En el capítulo I se describe la introducción. En el capítulo II se cita el marco teórico, con los subcapítulos: antecedentes teóricos, bases teóricas y definición de términos básicos. Todo ello teniendo como base la bibliografía existente de investigaciones relacionadas al actual proyecto. En el capítulo III se presenta

materiales y métodos con los ítems: aspectos generales del área de estudio, procedimiento, geología, y estratigrafía secuencial. En el capítulo IV se realiza el análisis y discusión de los resultados. Y finalmente en el capítulo V se presenta las conclusiones y recomendaciones de la investigación. Al final se presenta el álbum de las fotografías, con las imágenes más representativas de los afloramientos de carbón y la roca encajonante.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA INVESTIGACIÓN.

2.1.1. ANTECEDENTES INTERNACIONALES

Patrice (2016), genera un análisis a la geología estructural como ciencia y un conjunto de disciplinas que intervienen en el estudio de las rocas para caracterizar su deformación e inferir en la determinación de las fuerzas que actuaron o actúan sobre una cierta área de la corteza terrestre, asimismo define a la geología estructural como el núcleo para la determinación de la existencia de yacimientos minerales o sistemas de depositación dado que las estructuras controlan la migración, escape o dirección de los fluidos para el caso de los minerales controlados por acción del transporte de fluidos y para el caso de minerales depositados por sedimentación, la geología estructural es fundamental sobre el estudio de las cuencas sedimentarias.

Weihua (2011), realiza un análisis enfocado en la génesis y petrología del carbón, para el caso del estudio citado la investigación se ejecutó en los carbones de la cuenca Ordos en China, se indica que los carbones se formaron en ambientes pantanosos con signos de oxidación en la base del lecho a diferencia de los niveles superiores, además hace referencia a las características en su contenido de vitrinita y fusinita que van a definir el proceso geobiológico para la formación de los carbones.

Cadena y Conde (2011), presenta el análisis petrográfico realizado en base a imágenes de microscopía de reflectancia para determinar la composición maceral del carbón, con ello clasifican el carbón en diferentes rangos que también indicarán el ambiente de formación y la composición del cual fueron originados los carbones.

Thomas (2012), los carbones son el resultado de la acumulación de residuos vegetales en un entorno de deposición especializado, dichas acumulaciones

posteriormente se han visto afectadas por influencias sintéticas y post-sedimentarias para producir carbones de diferente rango y diferentes grados de complejidad estructural, asimismo se indica que todas las secuencias que contienen carbón han sufrido algún cambio estructural desde la diagénesis, hecho que se manifiesta en deformaciones que deben ser tomadas en cuenta para los estudios de los mantos de carbón. Thomas indica que los carbones existentes en Sudamérica corresponden a la de edad Cenozoica (Paleógeno-Neógeno). Los carbones de edad Paleozoica (Gondwana) están presentes en el este de Sudamérica, en Brasil y Uruguay, y los carbones mesozoicos se encuentran en depósitos discretos en toda la región, para el caso de los carbones existentes en Perú considera que corresponden a depósitos del mesozoico, depósitos que posteriormente fueron altamente tectonizados y afectados por la actividad ígnea asociada dando como resultado antracita y carbón bituminoso.

Pickel (2016), habla sobre los macerales, que vienen a ser restos orgánicos relativamente ricos en hidrógeno presentes en la formación de carbones, en el tratado cita sobre el grupo de la Liptinita constituido por la cutinite, suberinite, sporinite, resinite, exsudatinita, chlorophyllinite, alginite, liptodetrinite y bituminite. La presencia de macerales aporta evidencia que el carbón viene a ser un mineral producto de restos orgánicos.

Jones (2014), en una investigación científica sobre la formación del carbón hace un comparativo sobre lo que sería la formación de la turba y lignito por el proceso de compactación y tratamiento biológico bajo la teoría de la biogénesis, Jones defiende el proceso de biogénesis indicando que la teoría de la compactación interrumpe la formación de carbón, sin embargo en la biogénesis indica que los microorganismos aeróbicos actúan en las capas superficiales hasta terminar con la presencia de microorganismos anaeróbicos que cierran el proceso de consumo de nutrientes y así obteniendo con la formación de lignito.

Nichols (2009), en la segunda edición sobre su publicación "Sedimentology and Stratigraphy" dice que la formación de un cuerpo de sedimento implica el transporte de partículas al sitio de depósito por gravedad, agua, aire, hielo o flujos de masa o el crecimiento químico o biológico del material en su lugar. En dicho estudio se afirma que la acumulación de sedimentos en el lugar está muy

influenciada por la química, la temperatura y el carácter biológico del entorno, asimismo los procesos de transporte y deposición pueden determinarse observando capas individuales de sedimento, finalmente el tamaño, la forma y la distribución de las partículas proporcionan pistas sobre la forma en que se transportó y depositó el material.

2.1.2. ANTECEDENTES NACIONALES

Rojas (2008), indica que el carbón es un material compuesto principalmente por carbono, hidrógeno, nitrógeno, oxígeno y azufre siendo el resultado de procesos naturales de muy larga duración a partir de residuos vegetales.

Giraldo (2008), en su investigación sobre la “Minería actual del carbón en el norte del Perú” menciona que el carbón es una materia vegetal fósil, que se desarrolló en el período carbonífero y quedó sepultado bajo sedimentos que evitaron su putrefacción. Primero se produjo una descomposición, convirtiendo a la materia vegetal en TURBA (primera etapa de metamorfismo), desprendiendo CO₂, metano (CH₄) y vapor de agua. Al producirse el sepultamiento total con sedimentos, se vio interrumpido el acceso del aire, quedando los gases que se desprendían aprisionados en el carbón, los mismos que actualmente son causas potenciales de las explosiones del gas grisú. Giraldo indica que el carbón con menos del 8% de material volátil, es la Antracita; siendo este tipo de carbón el que más abunda en nuestro país, por lo tanto, es fácil encontrarlo en la mayoría de las minas estudiadas. Un tipo especial de antracita es aquella que contiene menos del 2% de material volátil, al que se le denomina Meta antracita o carbón grafitoide.

Luyo (2012), en su estudio Visión futura del carbón peruano, hace un análisis sobre el aprovechamiento de los recursos de carbón en el Perú, citando los ejemplos claves que fueron explotados en el siglo XX, llámese la reserva del Goyllarisquizga, Carumas, Oyón, Galgada.

Hanneman (2014), en su investigación sobre el yacimiento de Lagunas Norte indica que el carbón en la Formación Chimú es negro oscuro, muy carbonoso y fácilmente friable. Las capas y lentes antracitas con un brillo metálico opaco se observan con frecuencia, asimismo se menciona que los mantos de carbón generalmente se diferencian en los niveles superiores por presencia de

impurezas, probablemente debido a un mayor aporte de sílice durante la deposición. Se pueden identificar vetas de carbón muy finas en intervalos de estratos calcáreos, con un espesor de 2 a 15 mm y las facies de carbón solo aparecen en la mitad inferior de la Formación Chimú, en dicho estudio asimismo se recomienda que se profundice en el estudio de los carbones planteando la teoría que los carbones podrían no ser inertes a las alteraciones mineralizantes.

Jacay (2015), presenta una investigación respecto al ámbito estructural de la cordillera de los andes, en la cual describe que el Grupo Goyllarisquizga caracterizada por facies deltaicas, pertenece a las unidades estratigráficas de las sucesiones sedimentarias que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, siendo específicamente el Grupo Goyllarisquizga una unidad litoestratigráfica del Cretácico, siendo la Formación Chimú parte de este grupo de facies que ha logrado albergar lentes y mantos de carbón, asimismo, Jacay, indica que el Grupo Goyllarisquizga sufrió plegamientos asociados al tectonismo y cabalgamiento de tipo antepaís.

Chumbe (2013), indica que el Grupo Goyllarisquizga, formado por areniscas y cuarcitas de color blanco con variación a blanco grisáceo, el grano es de grueso a fino y presentan restos vegetales en su estratificación, asimismo se presenta intercalación con niveles de lutitas, las areniscas de este Grupo litoestratigráfico presentan una textura con contactos intergranulares rectos a cóncavos, siendo el contenido de cuarzo total 85%, Feldespatos 3 % y 12% de fragmentos líticos. Chumbe, atribuye que la procedencia de las cuarzoareniscas del Grupo Goyllarisquizga es de aportes detríticos generados en un ambiente tecto-sedimentarios de orógeno reciclado rico en cuarzo.

2.1.3. ANTECEDENTES LOCALES

Mendoza (2019), muestra una columna estratigráfica e indica que las facies sedimentarias se dieron desde el Albiano superior al Cenomaniano inferior, las cuales serían parte de los ambientes de formación para las estructuras sedimentarias incluyendo los mantos de carbón, objeto de estudio de la actual investigación.

Cruzado (2009), describe la presencia de lechos carbonosos en la Formación Chimú, existente en la zona de estudio, cercanamente a la Formación

Cajabamba de la cual hace referencia sobre su ubicación indicando que se encuentra entre las provincias de San Marcos y Cajabamba, siendo la misma, zona de envergadura del actual estudio, resaltando la presencia de intercalaciones de lechos carbonosos en el sector denominado como Azufre.

Duran (2018), en su tesis relacionada a la sedimentología y estratigrafía de la zona involucrada en el presente estudio, indica que los periodos de depositación de sedimentos se dio desde el Valanginiano inferior hasta el Aptiano terminal, las formaciones geológicas del Grupo Goyllarisquizga están directamente relacionadas a la zona con presencia de carbón.

Cruzado (2011), en la descripción geológica de la región Cajamarca, indica que, en el ámbito regional se observa varias etapas de deformación, las cuales corresponden a los movimientos del Ciclo Andino lo cual ha generado estructuras geológicas importantes que determinan la disposición o presencia de minerales metálicos no metálicos y energéticos.

2.2. BASES TEÓRICAS.

2.2.1. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En el ámbito geológico, la Geología Estructural consiste en la descripción geométrica de las estructuras rocosas y su estructura interna, tiene sus inicios en el siglo XIX siendo un concepto derivado de la Geodinámica, a diferencia de la tectónica, la geología estructural, sobre todo, se apoya en la observación directa de las rocas haciendo énfasis en el análisis de la distribución, transformaciones, deformaciones y características a raíz de eventos exógenos y endógenos que han ejercido esfuerzos sobre el macizo rocoso no discriminando el origen de éstas, las cuales pueden estar clasificadas de origen sedimentario, ígneo o metamórfico.

La deformación de las rocas, parte del estudio de la geología estructural, se genera en condiciones y ambientes muy diversos o variados en relación con las condiciones de presión y temperatura, (García, 2012) indica que las condiciones de presión y de temperatura bajo las que se desarrollan, superan los 10 kilo bares y más de 1000 °C, es por ello que, para poder interpretar las condiciones de formación de cada estructura, es imprescindible asociarla a un nivel estructural y correlacionar con la variación en profundidad. Ver (Figura 1).

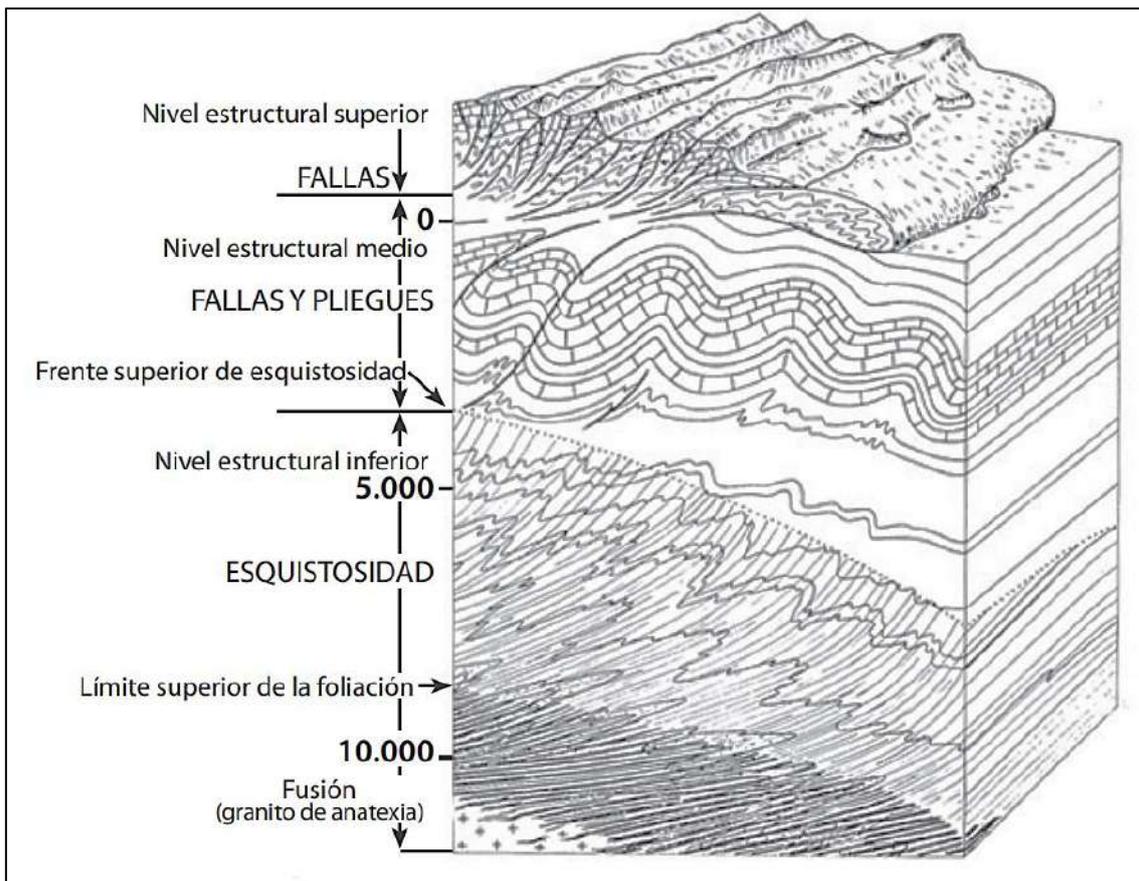


Figura 1. Niveles estructurales de la corteza terrestre. (Mattaer, 1997)

También consideramos en la geología estructural la investigación de la cinemática y dinámica, es decir, deformaciones, rotaciones y traslaciones que dan lugar a las formas y explican la evolución específica de una estructura a lo largo del tiempo, desde el estado indeformado hasta la configuración actual de la estructura; y mecánicos cuando se utilizan los conocimientos de la física del medio continuo para explicar el comportamiento de las rocas en respuesta a determinadas fuerzas aplicadas sobre ellas .

Un factor principal que se considera en la geología estructural es el esfuerzo, definido como la fuerza sobre una unidad de superficie, para el caso geológico, los esfuerzos resaltantes son la gravedad que genera la presión litostática. (Catalán, 2003)

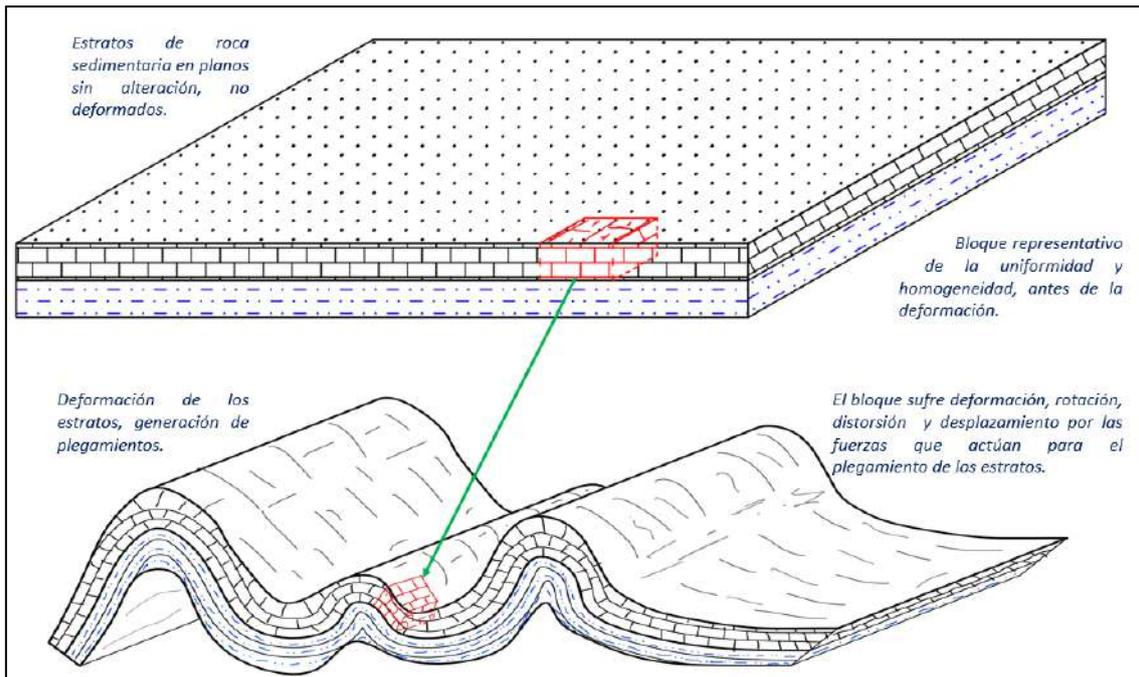


Figura 2. Deformación de los estratos y por consiguiente los bloques que lo conforman, el bloque sufre una deformación continua e inhomogénea. Adaptado de (Martínez, 2003)

La deformación puede ser dúctil si los materiales o rocas muestran plegamientos y cuando se fracturan hablamos de una deformación frágil. Asimismo, según el comportamiento de la roca, podemos catalogar como deformación elástica o plástica, la deformación elástica se da cuando el macizo recupera su forma original después de disiparse los esfuerzos, esto sucede con las rocas profundas y sometidas a la presión litostática, en el caso de la deformación plástica las rocas se da debido a la deformación permanente al superar su límite de elástico y si aún los esfuerzos sobrepasan los límites plásticos entonces la roca pasará a ser fracturada adoptando un comportamiento de un cuerpo frágil.

Dentro de la clasificación de la deformación podemos citar:

- Continua: Sin separación de granos o materiales que conforman el macizo.
- Discontinua: Genera separación de los componentes que forman el sólido.
- Homogénea: Cuando parte de la roca o partícula es deformada de la misma manera.
- Heterogénea: Es notable la variación entre puntos de un bloque. (García, 2012)

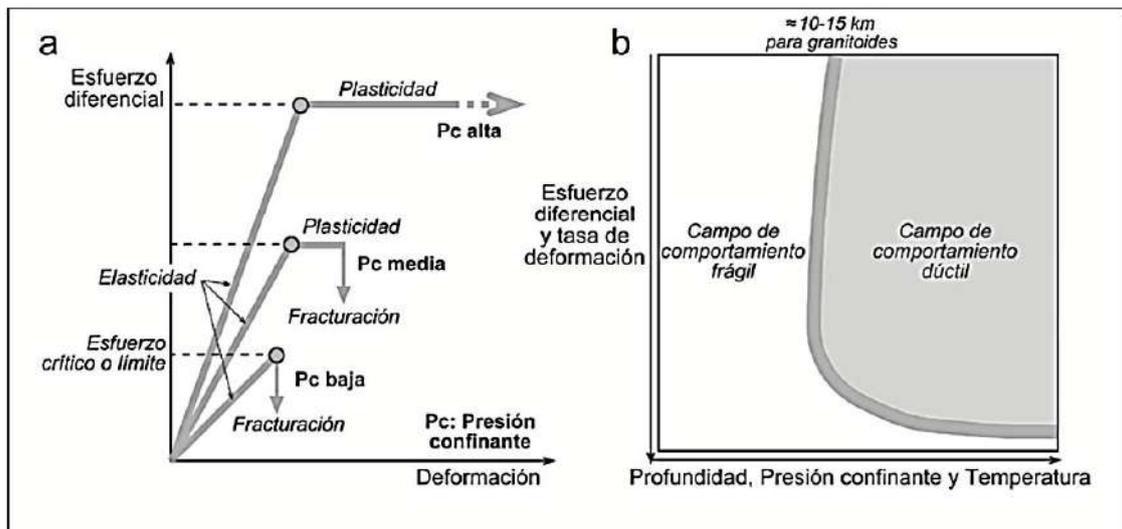


Figura 3. Esquema en el que se muestra el comportamiento de la elasticidad y plasticidad de una roca, así como la variación de los factores como presión, temperatura, profundidad. (Paterson & Wong, 2005)

2.2.1.1. Geometría De Los Pliegues

Los pliegues geológicos son el resultado de la acción de los esfuerzos sobre las rocas, asociados con movimientos de placas y formación de cinturones montañosos, su geometría es variable y refleja la reología de la roca, las condiciones de deformación y el radio de la deformación y se manifiestan como una deformación dúctil generando una superficie curvada cóncava o convexa.

El aspecto de los pliegues que afloran en el terreno y su relación con la topografía nos permite diferencia entre sinclinales y anticlinales, Para describir la geometría de los pliegues nos apoyamos de la siguiente terminología:

Anticlinal: plegamiento en el que la disposición de los estratos de roca más reciente se encuentra en la periferia y los más antiguos en el núcleo.

Sinclinal: deformación curvada de las rocas en el que los estratos de rocas más jóvenes se encuentran en el núcleo.

Pliegue volcado: aquella deformación que posee un flanco normal y el otro invertido, como respuesta a los esfuerzos laterales y cinemática del entorno.

Las principales partes para el reconocimiento de un pliegue son las siguientes:

- Charnela: línea de máxima flexión en un pliegue
- Cresta: cota superior de un pliegue que forme un anticlinal.

- Seno: nivel inferior dentro de la formación de un sinclinal.
- Flanco: sección contigua superior o inferior al punto o zona de inflexión.
- Punto de inflexión: punto de cambio entre la zona cóncava y convexa.
- Plano axial: superficie formada por los ejes de los pliegues. (Camargo Puerto, 2004)

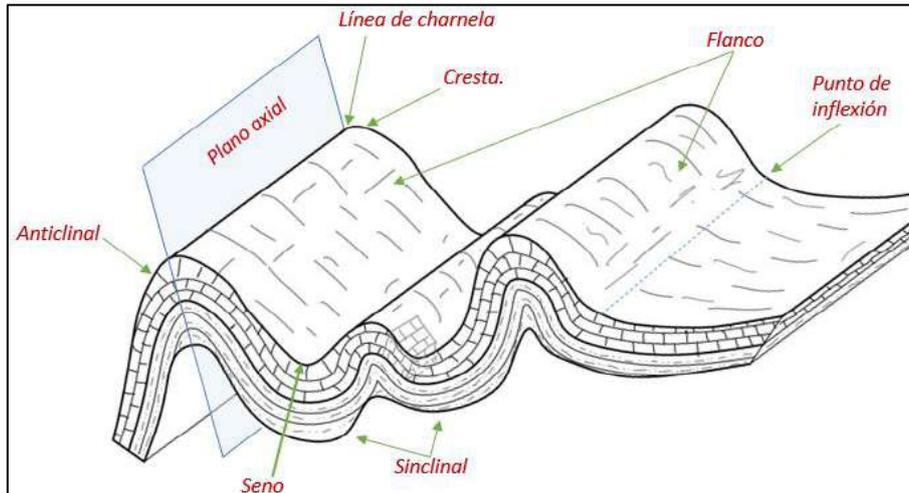


Figura 4. Elementos de un pliegue y la terminología aplicada para su reconocimiento.

Según el buzamiento de la superficie axial y la inmersión (plunge) del eje del pliegue. Estos atributos son independientes de la curvatura y del ángulo interflancos. Los estereogramas representan un ejemplo de diferentes clases de pliegues, la orientación de la superficie axial es dibujada por un círculo máximo a lo largo del cual, las charnelas del pliegue representan líneas. (Camargo Puerto, 2004)

Tabla 1. La inmersión (plunge) del pliegue puede encontrarse estereográficamente a partir de las medidas de la disposición de la estratificación en los diferentes lugares alrededor de la estructura.

Clasificación basada en la inmersión plunge		
Inmersión (Plunge)	Clase	Estereogramas
0 – 10 °	No buzante	1,2,3 y 4
10° - 30 °	Buzando suavemente	5, 6 y 7
30 ° - 60 °	Buzando moderadamente	
60 ° - 80 °	Buzando fuertemente	8 y 9
80° - 90 °	Pliegue vertical	10

Fuente: (Lisle & Leyshon, 1996)

Tabla 2 La construcción estereográfica de la superficie axial del pliegue se basa en el hecho de que la superficie axial se fija por medio de 2 líneas: el eje del pliegue y la traza axial (línea de afloramiento de la superficie axial) (Lisle & Leyshon, 1996)

Clasificación basada en el buzamiento de la superficie axial		
Buzamiento	Clase	Estereogramas
0 – 10 °	Tumbado	4
10° - 30 °	Suavemente inclinado	3 y 7
30 ° - 60 °	Ligeramente inclinado	
60 ° - 80 °	Fuertemente inclinado	2,6 y 9
80° - 90 °	Pliegue recto (vertical)	1, 5, 8 y 10

Fuente: (Lisle & Leyshon, 1996)

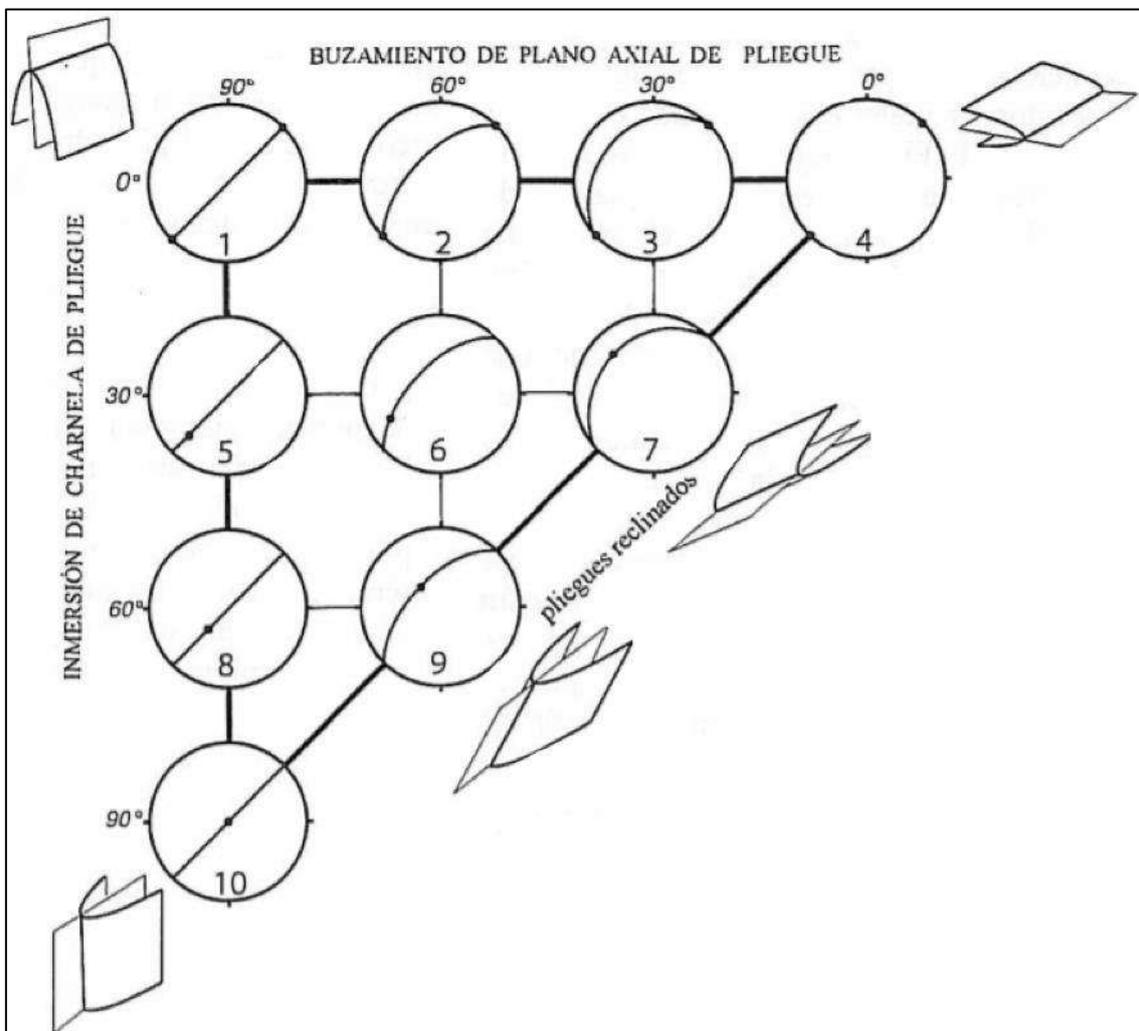


Figura 5: Estereogramas para la clasificación de los pliegues basada en la inmersión y en el buzamiento de la superficie axial. (Lisle & Leyshon, 1996)

2.2.1.2. INTENSIDAD DEL PLEGAMIENTO

Según la magnitud del ángulo de interflancos podemos determinar la intensidad del plegamiento es así como para un menor ángulo se atribuye una mayor intensidad del plegamiento.

Tenemos la siguiente clasificación según (Camargo Puerto, 2004)

Tabla 3. Criterio de clasificación para los pliegues según el ángulo de interflancos. (Camargo Puerto, 2004)

Ángulo Interflancos	Clasificación de pliegue
0° - 2°	Isoclinal
2° - 30°	Apretado
30° - 70°	Cerrado
70° - 120°	Abierto
120° - 180°	Suave

Fuente: (Camargo Puerto, 2004)

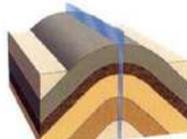
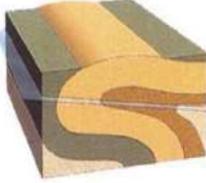
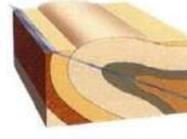
Según la edad relativa de los materiales			
	Anticlinal: Pliegue que tiene en el núcleo los materiales mas antiguos.		Sinclinal: Pliegue que en el núcleo tiene los materiales más modernos.
Según la posición de su plano axial			
	Recto: Pliegue cuyo plano axial buza 90° aproximadamente.		Inclinado: Pliegue cuyo plano axial buza entre 85° y 10°.
	Tumbado: Pliegue cuyo plano axial buza 10° aproximadamente.		Invertido: Pliegue cuyo plano axial ha girado mas de 90° con respecto a la posición vertical.
Según su simetría			
	Simétrico. El plano axial divide el pliegue en dos mitades aproximadamente simétricas.		Antisimétrico. El plano axial divide al pliegue en dos mitades claramente simétricas

Figura 6. Clasificación de pliegues bajo criterios la edad de materiales, posición de su plano axial y simetría. (Micone, 2015)

2.2.1.3. FALLAS Y DISCONTINUIDADES

Cuando los esfuerzos superan el límite de plasticidad la roca se rompe y se genera las discontinuidades, en algunos casos se genera desplazamiento en diferentes direcciones y en otros casos únicamente una línea de fractura o espaciamiento simple. Las fallas se visualizan como planos o superficies que dividen una sección con respecto a otra, ya sea en la vertical, en la horizontal o en ambos sentidos.

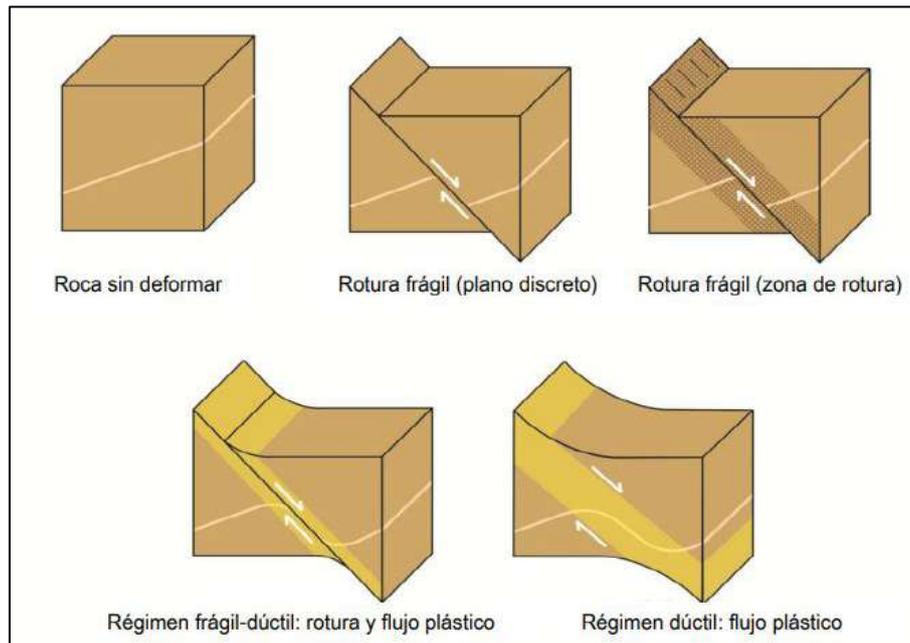


Figura 7. La rotura del macizo por lo general va acompañada de desplazamiento y reorientación, asimismo el relleno del espaciamiento generado en el plano de falla. (Oyarzun, 2013)

2.2.1.4. FORMAS ESTRUCTURALES PRIMARIAS Y SECUNDARIAS

Cuando analizamos la cinemática de las rocas podemos determinar las formas estructurales indicando si son parte de su formación o modificación, es decir, si la forma corresponde a un hecho simultáneo a su formación o una posterior alteración o deformación, la asociación más básica de las formas estructurales primarias es por ejemplo la horizontalidad de un estrato, siendo esta la disposición inicial de los sedimentos y posición de la litificación, las formas estructurales primarias también corresponden al grano, porosidad, posición fosilífera, evidencias de oscilación de los sedimentos, contenido de materiales o clastos, entre otros agentes que correspondan exclusivamente al momento simultáneo de formación. (Figura 8)

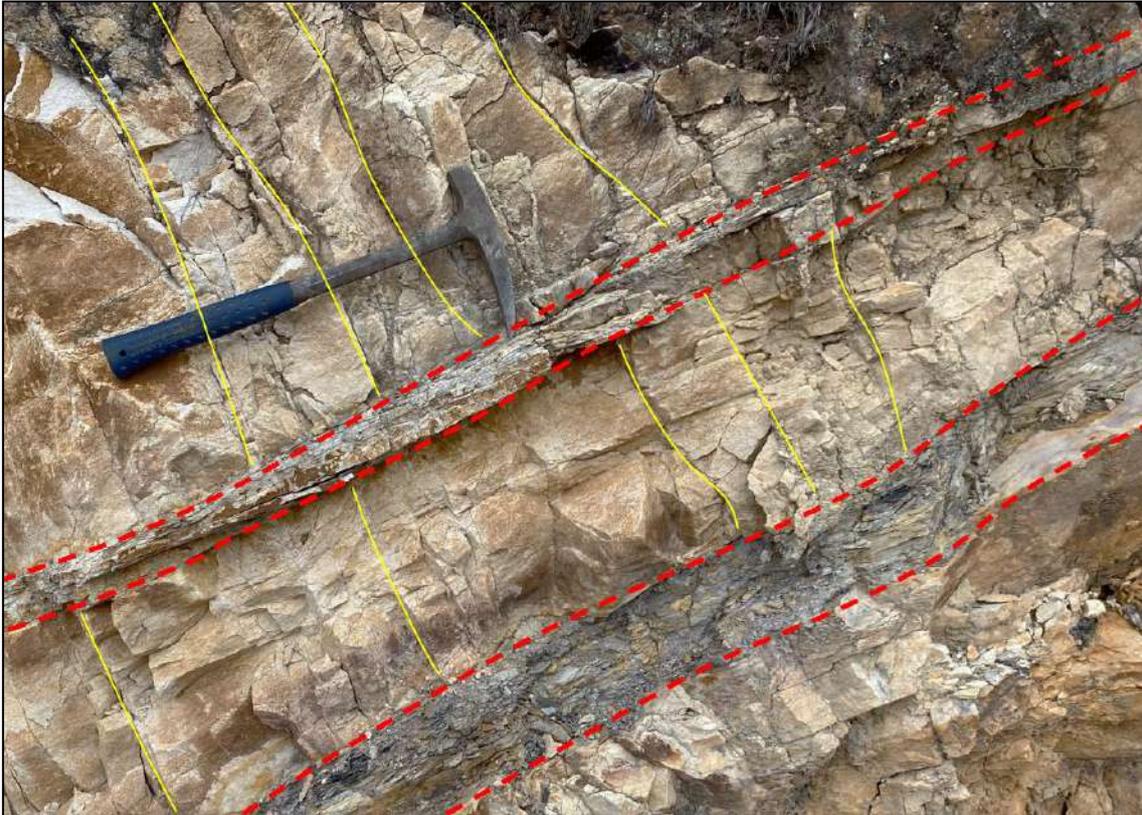


Figura 8. En un bloque de la Formación Chimú se identifica las estructuras primarias (en líneas rojas espaciadas) que corresponden a la estratificación y planos de contacto, asimismo, las estructuras secundarias visibles en las fracturas perpendiculares (líneas amarillas)

Por el contrario, las formas estructurales secundarias están asociadas por ejemplo a un pliegue de un estrato, siendo un indicador que existieron fuerzas que lograron dicho encorvamiento del estrato, sin embargo, no siempre la roca soportó un esfuerzo de deformación y por el contrario dio pase a una discontinuidad generándose una falla, término que ampliamente es utilizado en la geología estructural. Es común que asociemos la deformación de las rocas al resultado de fuerzas externas que actuaron sobre ella, y ciertamente son las que mayor deformación y discontinuidades generan, no obstante, las fuerzas internas también provocan deformaciones, por ejemplo, cuando la porosidad de la roca es suficiente para absorber agua y el volumen se incrementa, o cuando se genera una evapotranspiración y disecación, asimismo, los procesos químicos por la alteración de las minerales, metasomatismo y recristalización.

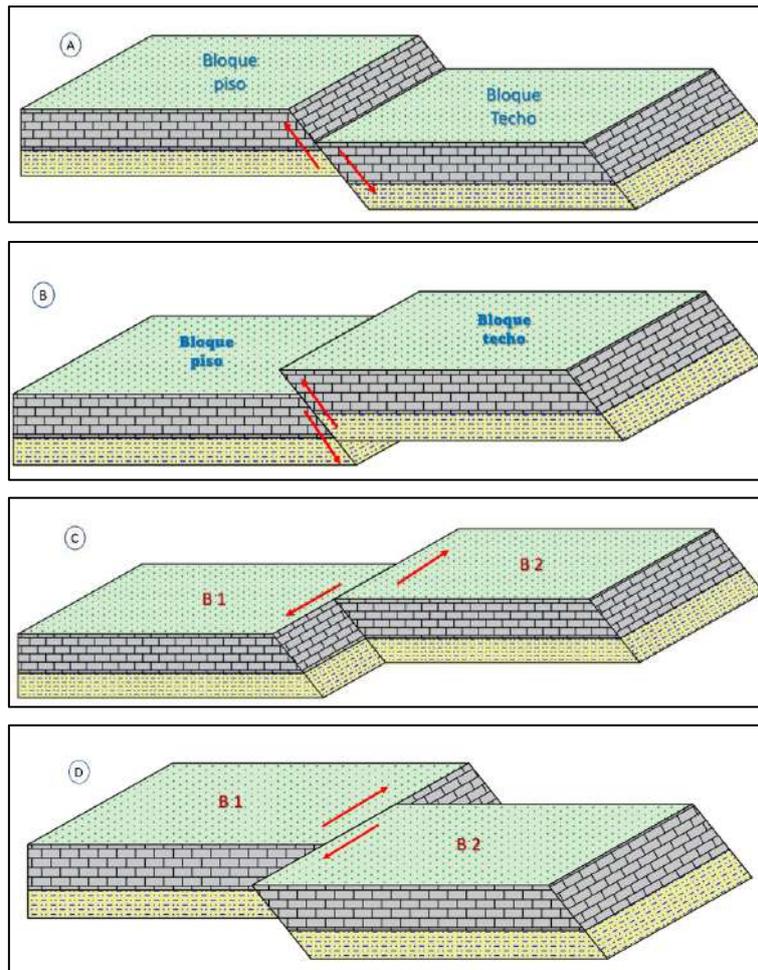


Figura 9. Representación ideal del desplazamiento de bloques que forman las fallas normales "A", fallas inversas "B" y fallas de transformantes, sinistral para "C" y dextral "D".

Para el caso de las estructuras secundarias, el agente generador predominante es el tectonismo, por los esfuerzos en diferentes direcciones que actúan sobre la estructura primaria y generar una alteración estructural como las discontinuidades y dislocaciones a las que llamamos fallas geológicas y se clasifican según su desplazamiento, es decir, el movimiento de los bloques de cada lado de la discontinuidad, por ejemplo, llamamos falla normal a aquella discontinuidad que ha generado el movimiento o desplazamiento vertical en el que el bloque de techo ha bajado y el bloque de base ha subido, entendiendo que el término bajado y subido es relativo a la posición del observador, no descartando que ambos bloques hayan subido o bajado por esfuerzos mayores, sin embargo, los bloques poseen esa relación de desplazamiento uno respecto del otro. Para el caso de las fallas inversas tenemos que el desplazamiento vertical de los bloques genera que el techo suba y el bloque piso baje, lo que a su vez representa un acortamiento de la corteza debido a los esfuerzos

comprensivos, para el caso del desplazamiento de los bloques en sentido horizontal tenemos la denominación de falla transformante o de rumbo que a su vez podemos identificarla como sinistral o dextral en función al sentido del desplazamiento tomando como referencia el giro (Figura 9).

No obstante, es importante considerar que las fallas mostradas en la figura 8 corresponden únicamente a su clasificación geométrica, sin embargo, también tenemos fallas por la clasificación de posición respecto a los estratos adyacentes, según el diseño de falla, movimiento aparente y la inclinación del plano de falla, asimismo, también es frecuente fallas mixtas, las que están asociadas a desplazamientos verticales como horizontales en un solo plano.

2.2.1.5. CINEMÁTICA DE LAS ROCAS

Estudio asociado al desplazamiento del macizo rocoso y los bloques que son parte de una falla, bajo los indicadores del recorrido y sentido del movimiento, para el análisis de los efectos del movimiento se analizan los indicadores cinemáticos como estrías, fracturas, espaciamiento, longitud de desplazamiento, ángulo de caída y entre otros que definan el impacto de los esfuerzos sobre la ruptura y dislocación. Los indicadores cinemáticos más comunes son las fracturas tipo Riedel y/o las foliaciones tectónicas, antiriedels, tensionales, estructuras S-C, fibras recristalizadas, stepovers, también podemos citar a indicadores de menor jerarquía como las brechas de falla, superficie de cizalla, estructuras en media luna y tool marks. En casos más excepcionales es posible encontrar un conjunto de riedels asociados a fibras de recristalización o a estructuras S-C. Pero es muy difícil apreciar todos los indicadores sobre una misma superficie de falla (Ayala, 2017).

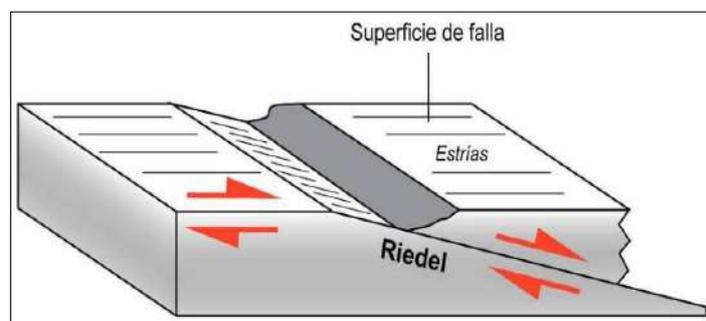


Figura 10. Se observa el sentido del desplazamiento sobre el plano de Riedel y el plano de falla con estrías que sería un indicador cinemático, tomado de. (Allmendinger, 1987)

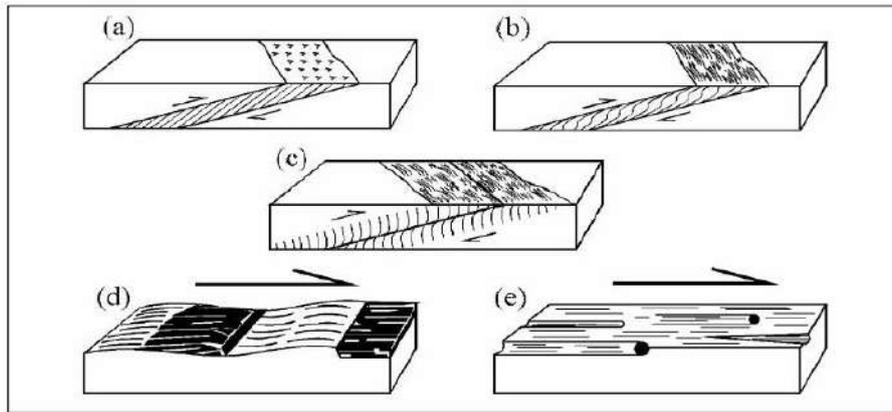


Figura 11. Criterios cinemáticos adicionales en fallas frágiles. (a) Fibras de relleno. (b) Fábrica sigmoideal en salbanda. (c) clivaje en rocas carbonatadas. (d) saltos rellenos con material fibroso. (e) marcas de clastos. (Niemeyer, 1999)

2.2.1.5.1. Modelo de Riedel.

Es un análisis plasmado en un modelo que fue planteado por que interpreta las fuerzas y la deformación generada en la zona que sufre el estrés asociado a las fallas de rumbo principales por el tectonismo, si bien el modelo fue diseñado para una escala tangible en centímetros, es válido también para el análisis de campo en dimensiones de varios kilómetros.

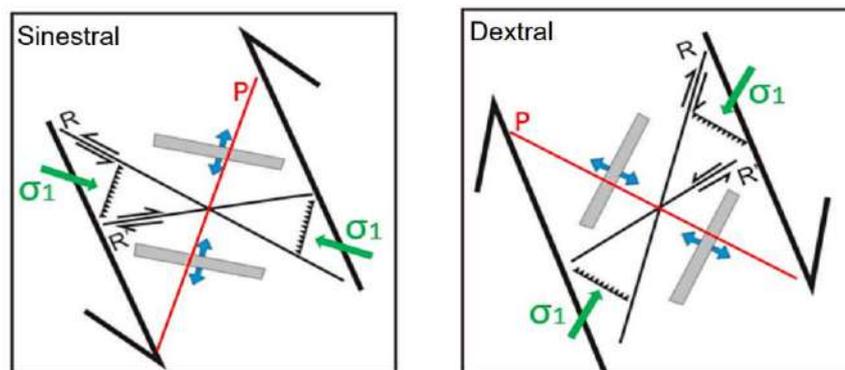


Figura 12. Modelo de Riedel, observamos las estructuras tipo R, R' y P, asimismo el σ_1 de máximo esfuerzo. (Rivera, 2007)

2.2.1.5.2. Análisis Cinemático De Fallas

Para la clasificación de las fallas nos guiamos de los indicadores cinemáticos como las estrías y respectivo ángulo sobre el plano de desplazamiento al que se denomina el ángulo pitch o rake, el que se define como el ángulo entre una línea y la dirección del plano que se tiene, describe una tendencia tridimensional de orientación que puede ser descrita por el plunge y el trend, se usa para describir lineamientos en tres dimensiones relativos a una superficie plana (Perilla, 2012). Para una clasificación numérica tenemos el siguiente cuadro.

Tabla 4. Clasificación de una falla según el ángulo de pitch con respecto a la horizontal de las estrías.

MOVIMIENTO DE LA FALLA	ÁNGULO DE PITCH
Movimiento lateral (dextral o sinistral)	Ángulos $<10^\circ$
Lateral (dextral o sinistral) con componente normal	Ángulos entre 10° a 45°
Normal con componente lateral (dextral o sinistral)	Ángulos entre 46° a 80°
Movimiento normal	Ángulos $>81^\circ$
Lateral (dextral o sinistral) con componente inverso	Ángulos entre 10° a 45°
Inverso con componente lateral (dextral o sinistral)	Ángulos entre 46° a 80°
Movimiento inverso	Ángulos $>81^\circ$

Fuente: (Canllahui, 2018)

2.2.1.5.3. Mecanismos Focales y proyección estereográfica

La orientación de los esfuerzos, la disposición de fallas y líneas en el espacio se analizan mediante la proyección estereográfica y mecanismos focales, siendo los diedros parte de la representación dividida en cuatro cuadrángulos.

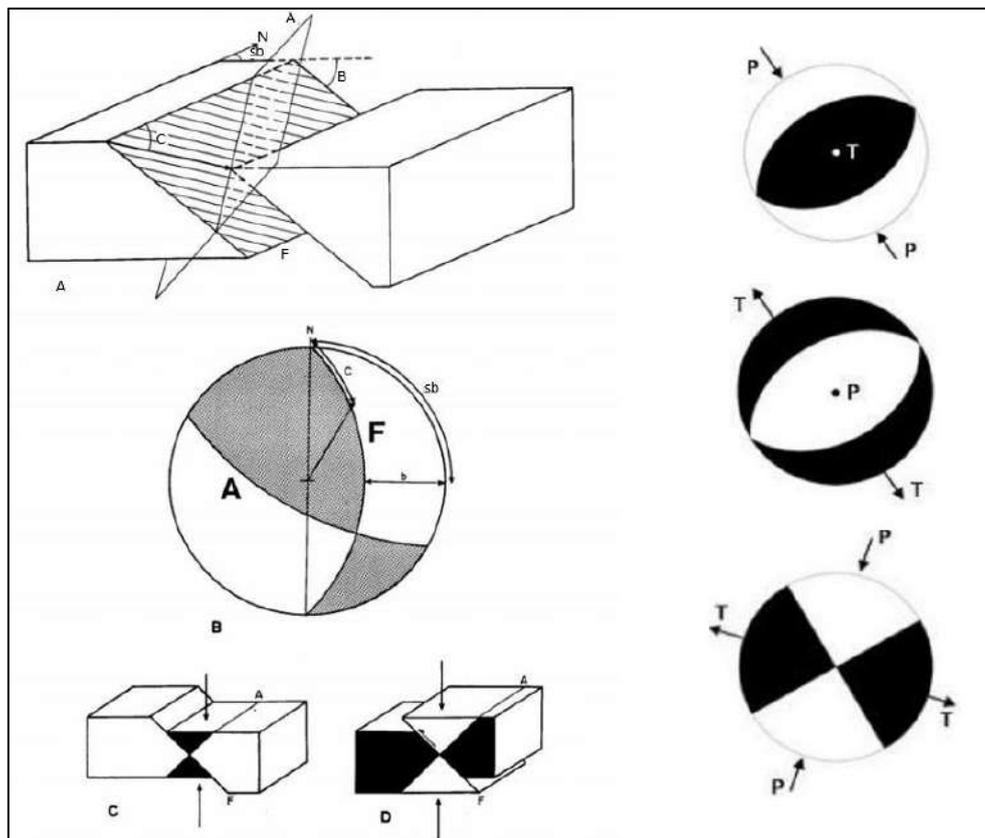


Figura 13. Esquema de diedros rectos en una falla en bloque diagrama A) Proyección estereográfica (red de wulff) B) F: plano de falla, A: plano auxiliar perpendicular a F y a la estría (flecha), sb: sentido del buzamiento de la falla, b: buzamiento de la falla, c: cabeceo de la estría sobre el plano de falla. C) Diedros rectos de una falla normal. D) Diedros rectos de una falla inversa. (Marrett & Allmendinger, 1990)

2.2.1.5.4. Determinación de los ejes de formación

Los ejes de deformación instantánea se muestran mediante el método de los diedros P-T de Marrett y Allmendinger (1990). Este método se basa en la determinación de la posición de los ejes de extensión (T) y acortamiento (P) incrementales asociados a una falla individual, o una población de fallas. Esto se hace utilizando la orientación del plano y de la estría de falla, y el sentido de movimiento. La estría de falla y el vector normal al plano de falla definen el plano de movimiento, en el cual se encuentran contenidos los ejes P y T, cada uno orientado a 45° del plano de falla.



Figura 14: Representación de la geometría de la cinemática de desplazamiento de una falla en proyección equiareal en el hemisferio inferior. (Marrett & Allmendinger, 1990)

2.2.2. TECTÓNICA

Considerada una rama de la geología que estudia los movimientos de la corteza terrestre a niveles de mayor escala como las cadenas montañosas, volcanes y zonas de sísmicas, teniendo así una directa relación con el estudio de la génesis de los plegamientos y la deformación de la masa sólida que constituyen las rocas. Actualmente el análisis tectónico se centra en el estudio de la litósfera

dividida en una serie de placas con diferentes límites en los que ocurren eventos o procesos asociados al tiempo geológico. Las secuencias ígneas de la corteza terrestre, estilos y fases de deformación que se pueden observar en el subsuelo y rocas expuestas nos ayudarán a interpretar el tiempo que tomó y las fuerzas que actuaron sobre la corteza. (Arellano, 2002).

El estudio de la tectónica inicia con la teoría de la deriva continental, la cual nos indica que los continentes tenían una distribución y ubicación distinta a la que actualmente conocemos, la hipótesis defiende que se habría tenido todos los continentes unidos en un solo supercontinente al cual Wegener llamó Pangea desde 1912, y al océano lo llamó Pantalasa. Los principales sustentos para esta hipótesis se sostenían en la paleogénesis, paleoclima, geografía, geología mineralógica y el paleomagnetismo. En 1960, Hess, realizó una síntesis del conocimiento geológico y la tectónica, de esta manera planteó el nuevo concepto de Tectónica de Placas, el que permite explicar la deriva continental actual y los procesos orógenos antiguos en términos semejantes.

Sin embargo, es importante considerar que hay estudios que atribuyen a la deformación gravitacional y esfuerzos extensionales, quienes, al igual que la tectónica de placas tiene influencia en la deformación de la corteza terrestre, como se ha determinado un depósito gravitacional “Brecha Talara” en la cuenca homónima (Sempere, 2017).

2.2.3. DIAGÉNESIS

Se denomina diagénesis a los cambios físicos y químicos que alteran las características de los sedimentos después de la deposición (Milliken 2003). Estos procesos ocurren a temperaturas relativamente bajas, por lo general por debajo de aproximadamente 250 °C, y en profundidades de hasta aproximadamente 5 km. Existe una continuidad entre la diagénesis y el metamorfismo, este último se considera como aquellos procesos que ocurren a temperaturas más altas (generalmente por encima de 250 °C o 300 °C). (Nichols, 2009)(Ver Figura 15).

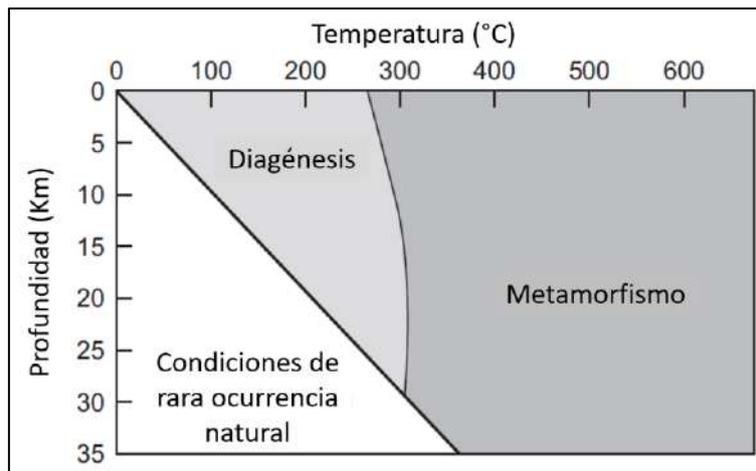


Figura 15. Rangos de profundidad y temperatura de los procesos diagenéticos. (Nichols, 2009)

Para el caso del carbón, la primera etapa de la formación de turba es la descomposición aeróbica y bioquímica del tejido vegetal en la superficie que produce una masa marrón de material. Esta turba inicialmente formada se usa como combustible en algunos lugares, pero tiene un bajo poder calorífico. El valor calorífico aumenta a medida que la turba se entierra a cientos de metros bajo otros sedimentos y se somete a un aumento de la temperatura y la presión. De hecho, la temperatura es el factor más importante y, a medida que aumenta con la profundidad (el gradiente geotérmico), la turba pasa por una serie de cambios. Los compuestos volátiles, como el dióxido de carbono y el metano, son expulsados, y el contenido de agua también se reduce a medida que la turba pasa por una serie de cambios geoquímicos, llámese el oxígeno e hidrógeno y se pierde nitrógeno, entonces la proporción de carbono presente aumenta de 60% a más del 90% y, por lo tanto, aumenta el valor calorífico del carbón (Stutzer, 1940).

2.2.4. SEDIMENTOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

La sedimentología estudia los procesos de origen, transporte y depositación de material acumulado como sedimento dándose en ambientes continentales y marinos, eventualmente estos sedimentos vienen a formar rocas sedimentarias, dicho estudio se encuentra estrechamente relacionado a la estratigrafía que viene a ser el estudio que determinar el orden y el momento de los eventos en la historia de la Tierra que dieron pase a la formación de las rocas, ambos estudios proporcionan el marco de tiempo que permite interpretar las características de las rocas sedimentarias.

2.2.4.1. Procesos Sedimentarios

La naturaleza del material sedimentario es muy variable en origen, tamaño, forma y composición, siendo posible que el origen sea del resultado de la erosión de rocas ya existentes, partículas orgánicas, piroclastos volcánicos e incluso organismos vivos o restos de estos. También una fuente principal de sedimento es el material soluble producido en gran medida mediante meteorización química, cuando estas sustancias disueltas son precipitadas mediante procesos orgánicos o inorgánicos, el material se conoce como sedimento químico y las rocas formadas a partir de él se denominan rocas sedimentarias químicas, la formación de un cuerpo de sedimento implica el transporte de partículas al sitio de depósito por gravedad, agua, aire, hielo o flujos de masa o el crecimiento químico o biológico del material en su lugar la acumulación de sedimentos en el lugar está muy influenciada por la química, la temperatura y el carácter biológico del entorno, es entonces que al contrario que las rocas detríticas, que se forman a partir de los productos sólidos de la meteorización, los sedimentos químicos derivan del material que es transportado en solución a los lagos y los mares. Sin embargo, este material no permanece disuelto indefinidamente en el agua. Una parte precipita para formar los sedimentos químicos, que se convierten en rocas como la caliza, proceso similar que sucede con la acumulación de vegetación y alteración interna para la formación del carbón, podríamos indicar de una sedimentación de material orgánico o acumulación de grandes cantidades de restos vegetales. Sin embargo, se precisan condiciones especiales para que se den esas acumulaciones, porque las plantas muertas se descomponen fácilmente cuando quedan expuestas a la atmósfera o a otros ambientes ricos en oxígeno. Un ambiente importante que permite la acumulación de materia vegetal es los pantanos (Tarbuck, 2005). Los procesos de transporte y deposición pueden determinarse observando capas individuales de sedimento. El tamaño, la forma y la distribución de las partículas proporcionan pistas de la forma en que se transportó y depositó el material. (Nichols, 2009)

2.2.4.2. Litificación

El sedimento depositado puede verse afectado por procesos exógenos y endógenos, si fue depositado en el margen del océano podría ser removido y transportado decenas a cientos de kilómetros por las corrientes de turbidez u

otros procesos de transporte. Los sedimentos depositados en las cuencas son eventualmente enterrados y sufren cambios físicos y químicos a los que conocemos como diagénesis, asimismo como resultado del aumento de la temperatura, la presión y la presencia de fluidos químicamente activos. Los procesos diagenéticos de entierro convierten los sedimentos en rocas sedimentarias litificadas, la litificación entonces es el proceso de transformación física y en algunos casos los procesos químicos también añaden cambios al sedimento inicial generando reacciones que eliminan el agua, hay cambio en la textura, color y contenido mineralógico principal. El cambio físico diagenético predominante es la compactación, evento que se genera de manera simultánea a la acumulación de sedimentos a través del tiempo, cuanto mayor cantidad de sedimentos se acumulan, la profundidad es mayor y por consiguiente la presión se incrementa, lo cual conlleva a la compactación, esto induce a la reducción del espacio poroso, luego la cementación viene a ser el proceso indispensable para pasar de sedimento a roca, este proceso corresponde a un cambio diagenético y químico que implica la precipitación de los minerales lo cual se adhiere a los granos de sedimento cubriendo los espacios vacíos y une los clastos para tomar la rigidez del macizo dando pase a una roca sedimentaria.

Para preservar el carbón, la tasa de acumulación de materia orgánica debe exceder la tasa de descomposición debido a los procesos microbianos y químicos. La acumulación de materia orgánica es más probable que se conserve en entornos de depósito donde la oxidación de la materia orgánica se inhibe debido a un entierro rápido, como en áreas pantanosas en las que la capa freática está cerca de la superficie de la turba. Para que se formen depósitos gruesos de carbón, estas condiciones deben durar un período de tiempo geológicamente largo. Aunque las plantas terrestres estaban moderadamente bien establecidas en la época devónica, los ambientes pantanosos lo suficientemente grandes como para formar grandes depósitos de carbón han existido solo desde la época carbonífera (períodos de Mississippi y Pensilvania) y posterior a ello solo en el periodo triásico se formaron pequeñas capas de carbones. (Cecil, 1993)

El entierro profundo genera la pérdida de humedad material volátil lo que adelgaza los lechos de carbón hasta en 30 a 1 (Ryer & Langer, 1980); es decir,

30 m de turba original pueden producir solo 1 m de carbón. El rango del carbón tiende a aumentar con la profundidad debido al aumento de la temperatura con la profundidad. La formación de antracita, por ejemplo, requiere temperaturas superiores a aproximadamente 200 °C (Daniels et al., 1990). Los carbones ocurren predominantemente en secuencias deposicionales siliciclásticas, aunque las calizas delgadas pueden estar asociadas con algunos carbones.

2.2.5. EL CARBÓN COMO ROCA

Si más de dos tercios de una roca es materia orgánica sólida, puede llamarse carbón. La mayoría de los carbones económicos tienen menos del 10% de material no orgánico y no combustible, que a menudo se denomina ceniza. El carbón se puede reconocer fácilmente porque es negro y tiene una densidad baja. (Nichols, 2009)

Según el Instituto Mundial del Carbón, en una publicación emitida en el 2005, indica que el carbón es una roca sedimentaria de origen orgánico que puede usarse como combustible fósil, compuesta principalmente por carbono, hidrógeno y oxígeno. Formada a partir de la vegetación, que se ha ido consolidando entre otros estratos de roca y se ha alterado por los efectos combinados de la presión y el calor a lo largo de millones de años para acabar formando las vetas de carbón, la consolidación física del carbón es atribuida a los efectos continuados de la temperatura y la presión producidos por los principios de sedimentología. La descomposición química y biológica de los compuestos orgánicos está directamente relacionados a la actividad de microorganismos que desarrollan el proceso de transformación entendida como biogénesis. (Thomas, 2010).

2.2.5.1. Biogénesis del Carbón

Esta teoría indica que el carbón es una roca producto de las actividades fisiológicas de los organismos y procesos biológicos que se generaron en medios aeróbicos inicialmente y anaeróbicos ya que la descomposición del material vegetal en el aire es muy diferente de la descomposición de dicho material cuando el aire se excluye.

La teoría se fortalece tomando en consideración que las investigaciones paleobotánicas producen la prueba más importante y dan evidencia indiscutible de que los restos de las plantas que se encuentran en el carbón son siempre plantas terrestres, las plantas de agua dulce se encuentran solo en casos raros, mientras que las plantas marinas nunca ocurren. Es posible ver plantas bien determinadas y determinables en los estratos inmediatamente por encima y por debajo de los lechos de carbón, y en investigaciones de laboratorio se han encontrado los macerales que serían principales indicadores de un proceso de degradación biológica de los restos vegetales (Stutzer, 1940)

Se entiende que la formación del carbón inicia después de que se completan las formaciones de turba, sin que exista una línea de límite definida entre los dos procesos, posteriormente se da el proceso bioquímico que ejecuta la fijación de algunos elementos como el nitrógeno, en la investigación que realizó (Renault, 1892), identificó que la bacteria *Clostridium Pasteurianum* es la encargada de una descomposición completa de una materia orgánica y el hidrógeno liberado a través de la actividad de las bacterias actúa como agente reductor sobre el material orgánico. (Stutzer, 1940)

2.2.5.2. Teoría del Carbón por sedimentación.

Esta teoría defiende que los depósitos de lodos y otros sedimentos, junto con los movimientos en la corteza terrestre (conocidos como movimientos tectónicos) enterraron estos pantanos y ciénagas, a menudo a grandes profundidades. Al quedar enterrado, el material vegetal fue sometido a altas temperaturas y presiones provocando cambios físicos y químicos en la vegetación, transformándola en turba y después en carbón. La formación de carbón se habría iniciado durante el periodo carbonífero, conocido como la primera era del carbón, que comprende desde hace 360 millones de años a hace 290 millones de años. La calidad de cada depósito de carbón se determina por la temperatura y presión, así como por el tiempo de formación, a lo que nos referimos como “madurez orgánica”. Inicialmente, la turba se convierte en lignito o “carbón marrón”, que son tipos de carbón con una madurez orgánica baja.

En comparación con otros carbones, el lignito es bastante blando y su color puede variar de negro oscuro a diferentes tonalidades de marrón. Durante muchos millones de años, los efectos continuados de la temperatura y la presión han producido cambios en el lignito, aumentando progresivamente su madurez orgánica y transformándolo en la gama de carbones denominados “subbituminosos”. Se produjeron más cambios químicos y físicos hasta que estos carbones se hicieron más duros y negros, formando los carbones “bituminosos” o carbones minerales.

En las condiciones adecuadas, el aumento progresivo de la madurez orgánica pudo continuar, formando finalmente la antracita. (Word Coal Institute, 2004), como ejemplo de los efectos de la compactación se puede citar la perforación de investigación realizada en Pie Rough, que con 3500 pies atravesó cuarenta y dos carbones, los investigadores encontraron aumentos en el contenido de carbono y el poder calorífico vs la disminuciones en la humedad y el contenido volátil (Williamson, 1967) en dicho contexto se entiende que la presión tiene un papel importante y determinante en las características del carbón debido al efecto de la compactación.

Si consideramos al Carbón como sustancia vegetal descompuesta, entonces las capas de carbón vienen a ser acumulaciones de sustancia vegetal descompuesta que por el proceso de sedimentación y litificación han sido transformados hasta llegar a adquirir propiedades y características de un mineral sólido. Las sustancias vegetales que originaron la formación del carbón en un determinado lecho pueden haber sido de origen alóctono o autóctono teniendo como referencia si los restos vegetales se depositaron en el lugar donde crecieron, o la depositación fue luego de un proceso de transportación.

2.2.6. PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DEL CARBÓN

Los carbones varían en sus propiedades determinados por el tipo de composición, y por el origen de sus agregados los clasificamos en Húmicos o Sapropélicos, se entiende por Húmicos aquellos en los que predominantemente están compuestos por los restos leñosos de los residuos vegetales mixtos. En los carbones Sapropélicos predomina en su composición los restos ricos en cera

de las esporas de plantas y algas. (Diessel, 1992) divide las turberas que producen humedales en turberas ombrótróficas o pantanos (debido a su origen a la lluvia), y turberas minerotróficas (debido a su origen a un lugar y su régimen de agua superficial / subterránea). Una gran variedad de turbas minerotróficas se forman cuando el agua subterránea causa la inundación de la vegetación, pero las turbas ombrótróficas son de mayor extensión, pero de carácter menos variado. Las características resultantes en los carbones están influenciadas principalmente por los factores que se dieron durante la formación de la turba como el tipo de depósito, el grupo o tipo de plantas que formaron la turba, el suministro de nutrientes, la acidez del medio, la actividad bacteriana, la temperatura y el potencial redox. Esto se ilustra en la (Figura 14), que muestra la relación entre las corrientes ombrótróficas y reótróficas en términos de la influencia del agua de lluvia y el agua subterránea en su aporte hidrológico. Se ve que el contenido inorgánico de los fangos aumenta en las turbas reótróficas topógenas. La clasificación de las dos categorías hidrológicas de lodo enumera una serie de términos ampliamente utilizados. (Moore, 1987).

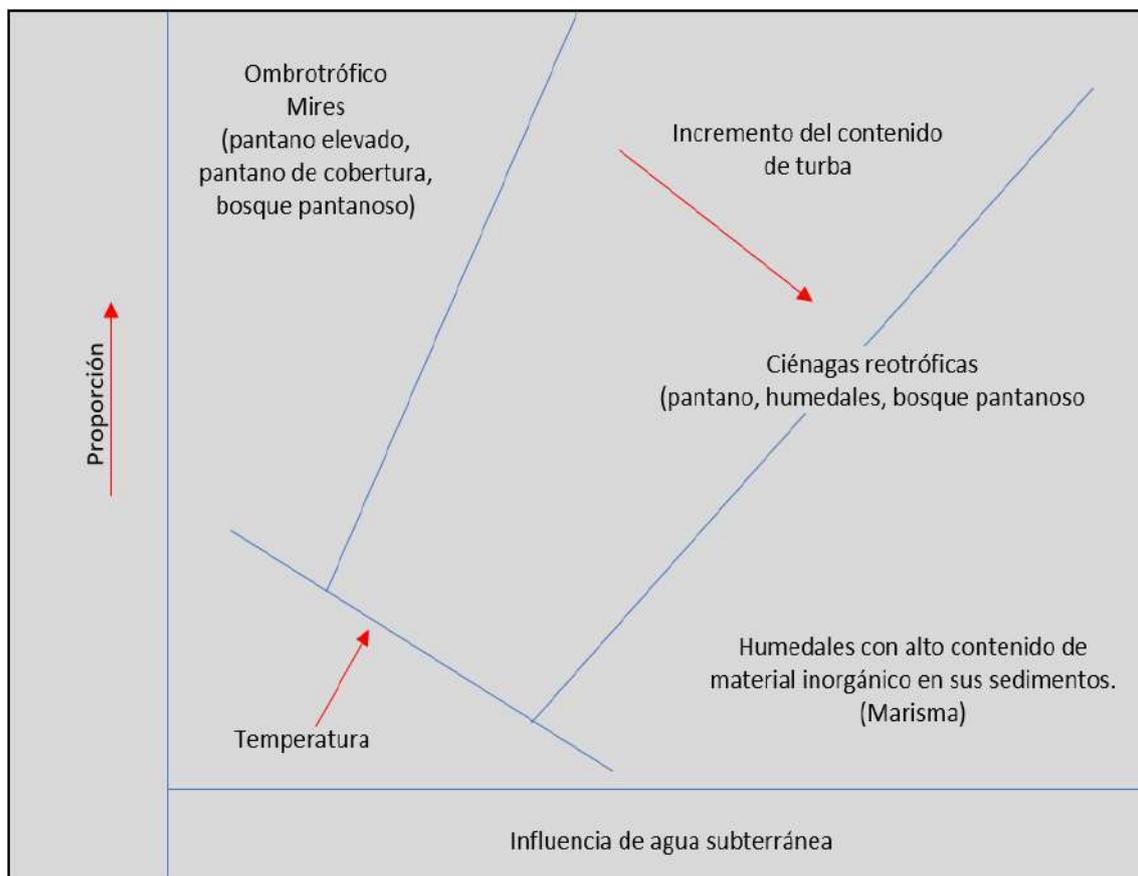
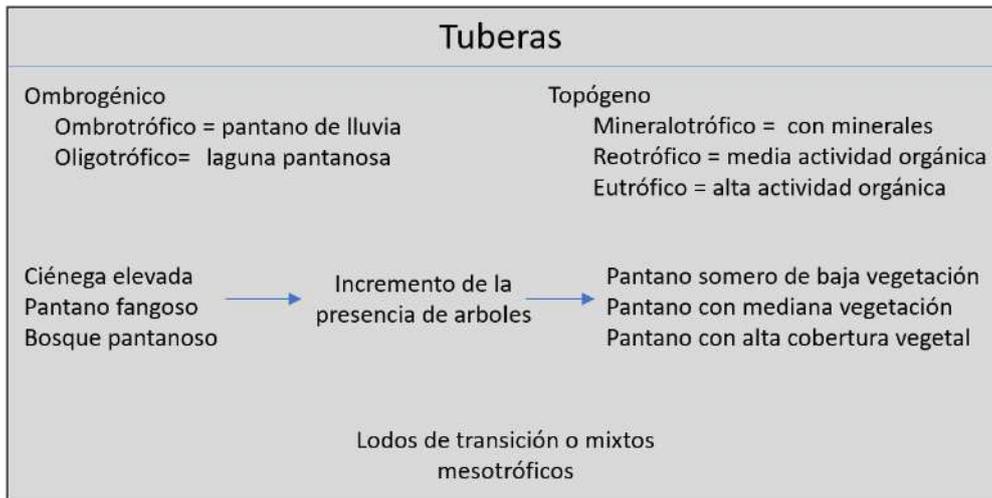


Figura 16. Influencia del agua superficial o subterránea en la composición de las turberas.

Tabla 5. Diferencia entre el ambiente de formación de las turbas.



Fuente: (Thomas, Coal Geology, 2014)

2.2.6.1. Composición Química.

Partiendo de la investigación de (Diessel, 1992) en la que indica que la celulosa, la pectina y la lignina forman la mayor parte del material contenido en las células vegetales y, por lo tanto, contribuyen de manera significativa a la composición de una capa de carbón.

(Neuzil et. Al. 1993) estudió la geoquímica inorgánica de una turba abovedada en Indonesia. Los constituyentes inorgánicos en la turba son la fuente principal de materia mineral en los carbones, y el estudio mostró que grandes cantidades de turba con bajo contenido de ceniza pueden desarrollarse cerca de las condiciones marinas y por encima de un sustrato marino sin altos contenidos de azufre o pirita. En las turbas ombromorfas abovedadas, los controles geoquímicos de la materia mineral son predominantemente autogénicos, independientemente de los entornos de depósito circundantes, también consideró que las predicciones de calidad para el carbón derivado de depósitos de turba abovedados no pueden basarse en las relaciones de facies con las rocas sedimentarias que las rodean. Más bien, la predicción de la calidad del carbón debe basarse en procesos geoquímicos autógenos y controles de formación de turba. La coalificación implica la pérdida de agua y componentes volátiles en forma de dióxido de carbono y metano y un aumento en el contenido de carbono, de alrededor del 60% en turba a más del 90% en carbón bituminoso y el 95% en antracita.

Tabla 6. Composición Química del Carbón.

COMPOSICIÓN PROMEDIO DE MADERA, TURBA, Y CARBONES				
	Carbono	Hidrógeno	Nitrógeno	Oxígeno
Madera	49,64	6,23	0,92	43,20
Turba	55,44	6,28	1,72	36,56
Lignito	72,95	5,24	1,31	20,50
Carbón bituminoso	84,24	5,55	1,52	8,69
Antracita	93,50	2,81	0,97	2,72

Fuente: (Clarke, 1924)

2.2.6.2. Composición Física.

En resumen, se indica varios tipos de turba como:

1. Turba fibrosa o leñosa que muestra las estructuras originales de la planta solo levemente alteradas por la descomposición, (ramas, troncos y raíces de árboles).
2. Turba pseudo-fibrosa, compuesta de material plástico blando.
3. Turba amorfa, en la cual la estructura original del tejido celular de la planta ha sido destruida por descomposición, lo que resulta en una masa plástica orgánica fina.
4. Formas intermedias de turba consistentes en elementos más resistentes establecidos en una matriz alterada.

Con el proceso de coalificación el valor calorífico se eleva desde aproximadamente 15 megajulios por kilogramo (MJ / kg) en turba, hasta 25 MJ/kg en carbón marrón a 35 MJ/kg y más en carbón bituminoso y antracita. La posición de un carbón específico en la secuencia de clasificación se describe como su rango y representa el grado de coalificación. (Diessel, 1992)

Tabla 7. Clasificación de los componentes del carbón.

CLASIFICACIÓN DE LOS INGREDIENTES DEL CARBÓN (COMITÉ HEERLEN, SEGÚN MARSHALL, 1942)			
Tipos de rocas (terminación ita)	Macerales (terminación - inita)		Notas
Vitrinita	Vitrinita	Caollinita	Puede subdividirse si se desea,
		Telinita	Puede subdividirse de acuerdo con el origen botánico, si se desea.
Fusinita	Semifusinita		Intermedio entre vitrinita y fusinita
	Fusinita		Tejido celular Opaco
	Micrinita		Residuo Opaco
	Exinita	Esporinita	
Cutininita			Material de la cutícula
Clarinita			Predominante vitrinita con algo de exinita y otros macerales
Durinita			Predominantemente micrinita con exinita

Fuente: (Marshall, 1942)

2.2.6.2.1. Depositación

Los estudios petrográficos de los mantos de carbón indican que la composición de su depósito proviene de turbas ancestrales. Esta determinación es por los tipos de plantas formadoras y las condiciones bioquímicas por las que se convirtieron en turba.

Es importante resaltar que los ambientes fluviales y deltaicos han sido identificados como los más favorables para la deposición de materiales generadores de carbón, las secuencias de deposición demuestran características geomorfológicas que permiten el bajo o nulo movimiento y la acción de la transformación físicoquímica de los materiales que posteriormente pasaron a ser turba y finalmente materiales antracíticos.

Estudios más recientes han comparado dichos modelos de depósito establecidos con la sedimentación moderna de la planicie costera, por ejemplo, en el sudeste asiático ecuatorial, y se han concentrado en particular en los depósitos modernos de turba tropical (Cecil 1993), otro ejemplo para el caso de los ambientes deltaicos es el caso de análisis realizado por (Horne, 1979), en el identifica que en la parte superior, las areniscas son comunes, lo que refleja el aumento de la energía de las aguas poco profundas a medida que la bahía se llena de sedimentos. Donde las bahías se han llenado lo suficiente para permitir el crecimiento de las plantas, se han formado carbones. Donde las bahías no se llenaron completamente, se formaron areniscas y limolitas bioturbadas y cementadas con siderita.

Como la acumulación de turba está regulada por la temperatura y la precipitación, las regiones tropicales y subtropicales son adecuadas para el desarrollo de turba a gran escala, donde las tasas de descomposición son más altas. La mayoría de las turberas modernas están situadas en terrenos bajos no muy lejos del nivel del mar. Sin embargo, incluso en condiciones de lenta acumulación de plantas, la turba puede desarrollarse en grandes cantidades. (Diessel, 1992) cita evidencia de que la mayoría de los depósitos de carbón de Gondwana se formaron en condiciones frías a templadas, mientras que las formaciones europeas de carbón Paleógeno-Neógeno comenzaron en condiciones tropicales en el Eoceno, cambiando a condiciones templadas en el Mioceno.

La reversión del nivel eustático del mar en equilibrio con el hundimiento de la cuenca, produce periodos en los que se produce sedimentación en la plataforma expuesta y en las tierras altas adyacentes, lo que se denomina tracto de sistemas de alto nivel. Es durante esta fase que se maximizará la formación de carbón y se establecerá la sedimentación que refleja una secuencia regresiva. Estas configuraciones de depósito de la transgresión y la regresión controlan la formación de carbón, y en particular, los tipos de carbón y su composición, y junto con las fluctuaciones en los niveles de agua subterránea y las condiciones climáticas predominantes, determinan la extensión y el espesor del material orgánico que se producirá. Las áreas sujetas a actividad tectónica episódica producirán carbones de diferentes propiedades.

A los formados en ambientes geológicamente quiescentes. La (Figura 17) (Diessel, 1992) ilustra varios tractos de sistemas en una secuencia de medida de carbón. El patrón de desarrollo de la capa de carbón se relaciona con cambios a pequeña escala en el nivel del mar. Tales cambios en los niveles de agua producen las características del espesor variable del carbón y la división de la capa de carbón. La posición secuencial de las vetas de carbón en relación con el tracto de sistemas transgresivos (TST) y el tracto de sistemas de alto nivel (HST) ilustra los cambios en los tipos de sedimentos circundantes a la capa de carbón. Los carbones se designan como "T" o "R" dependiendo de si se formaron durante una fase regresiva o transgresiva marina.

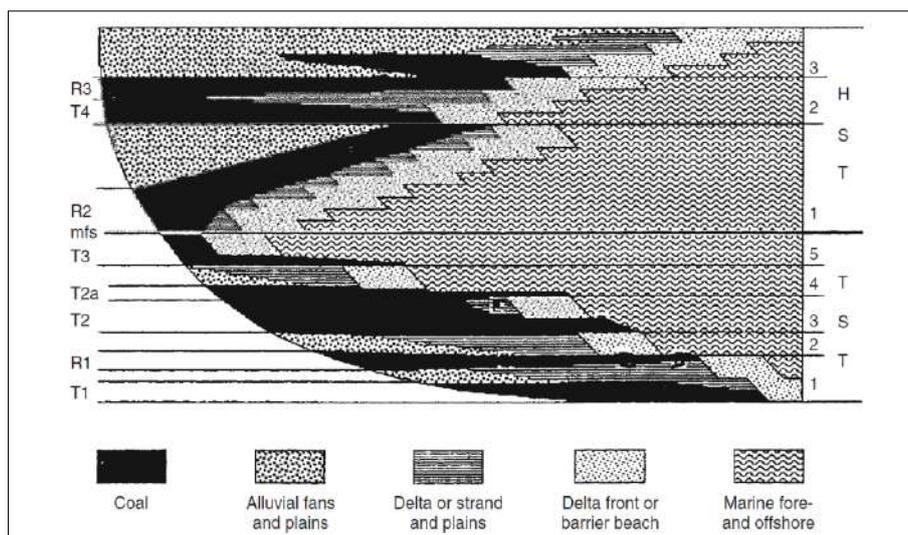


Figura 17. Esquema de la configuración estratigráfica asociada a los factores de transgresión y regresión. (Diessel, 1992)

2.2.6.3. Propiedades de las Cenizas

(Millette, 2012), realiza un análisis microscópico para determinar las propiedades de las cenizas del carbón, utilizando la Espectrometría dispersiva de rayos X (EDS) encontró que el componente principal de las cenizas de carbón es una estructura de aluminosilicatos con cantidades variables de magnesio y hierro, y pequeñas cantidades de elementos traza y metales. Los datos elementales determinados son generalmente cenizas volátiles idénticos a los materiales terrosos, como el suelo y las lutitas. Mientras que los óxidos de hierro, calcio, aluminio, silicio y magnesio constituyen aproximadamente el 98% - 99% de la composición de las cenizas volátiles, otros elementos como el potasio, sodio, titanio, cromo, cobalto, etc. aparecen solo en trazas.

2.2.6.4. Azufre en el Carbón

La cantidad total de azufre en el carbón varía de 0.2 a 10% en peso, pero en la mayoría de las muestras está en el rango de 1 a 4% en peso. Hay dos formas de azufre en el carbón: el azufre orgánico, que está unido a la estructura de hidrocarburos del carbón y el azufre inorgánico, que es el resto. La fracción de peso típica de estas dos clases generales de azufre varía de 40% a 80% de azufre inorgánico. El azufre inorgánico aparece principalmente en dos formas: como azufre pirítico (es decir, azufre combinado con hierro como piritita o marcasita, formas cristalinas de FeS_2) y como azufre sulfático en forma de hierro, calcio y sulfatos de bario. La exposición del carbón al aire puede aumentar la cantidad de azufre sulfático a través de la oxidación del azufre pirítico a sulfatos. Las variaciones en el contenido de azufre del carbón se deben generalmente a la materia mineral, que puede variar ampliamente en la misma capa de carbón. (Stutzer, 1940)

2.2.7. GEOLOGÍA ECONÓMICA DEL CARBÓN

Desde que el hombre conoce las bondades del carbón usó este mineral en beneficio suyo de diversas formas, inicialmente como combustible y para generar calor, también se usó para alimentar locomotoras, fábricas ferroviarias, impulso de motores para barcos, entre otros.

2.2.7.1. Reservas Explotación y Uso

Actualmente el uso principal del carbón es la generación de electricidad, más del 90 por ciento del carbón extraído en los Estados Unidos se usa para energía eléctrica. Otros usos incluyen el carbón de coque para la fabricación de acero y el calentamiento de procesos industriales. También se utilizan pequeñas cantidades para fabricar productos químicos y productos especializados, como por ejemplo en la producción de cal viva y cemento, asimismo se da un uso a menor escala para la fabricación de ladrillos y tejados, a menudo a partir de subproductos de otros procesos. Según BP, China consume más del 50% del carbón del mundo, mientras que India consume alrededor del 12%. En contraste, Estados Unidos consumen el 9% del carbón del mundo y Europa se sitúa en un 8%. De hecho, el carbón es la piedra angular de la urbanización, cada vez más importante ya que las ciudades del mundo se están expandiendo en 75 millones de humanos por año (Figura 18).

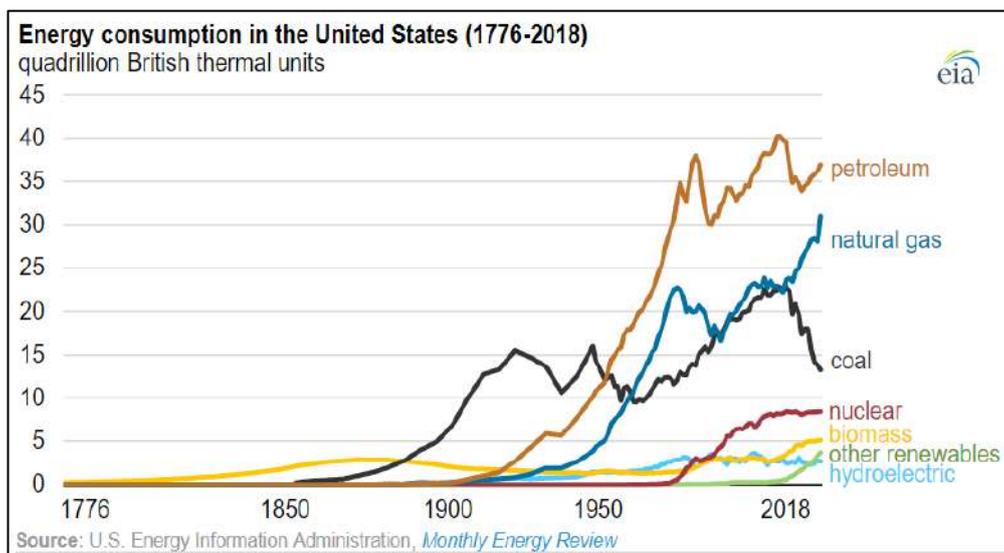


Figura 18. Estadística de la variación del consumo de energía. (*Energy Information Administration, 2021*)

Los combustibles fósiles (petróleo, gas natural y carbón) han representado por lo menos el 80% del consumo de energía en los Estados Unidos durante más de un siglo. El consumo total de energía en los Estados Unidos alcanzó un nivel récord en 2018 con 101.000 billones de unidades térmicas británicas (Btu), de las cuales más de 81.000 billones de Btu provinieron de combustibles fósiles.

El carbón es un componente integral para el 70% de la producción mundial de acero y, a través del acero, y los estudios geológicos actuales indican que, en

términos de reservas probadas de carbón, Asia y el mundo tienen un suministro de 80 y 135 años, respectivamente, con un recurso mucho mayor. Así que, pese a que no es un mercado en auge, podría mantenerse en el consumo actual, la estimación global de las reservas comercialmente económicas de carbón en 2018 se mantuvo en 1055 mil millones de toneladas y están muy concentradas en unos pocos países: Estados Unidos (24%), Rusia (15%), Australia (14%) y China (13%). La mayoría de las reservas son antracita y bituminosa (70%).

El precio del carbón está determinado por la producción y demanda de los países que usan como materia prima para generación de energía y la industria siderúrgica, el costo más alto en los últimos 20 años se dio en el 2008, debido a la alta demanda para la industria siderúrgica y la variación de la economía norteamericana. (Energy Information Administration, 2021)

Tabla 8. Registro histórico del precio internacional del Carbón (USD/TN).

Costo Internacional Del Carbón		
Año	USD / TN (promedio anual)	Variación (%)
2000	31.14	-
2001	40.32	29.49%
2002	32.68	-18.95%
2003	37.95	16.14%
2004	59.91	57.86%
2005	60.67	1.26%
2006	58.49	-3.59%
2007	66.58	13.84%
2008	123.35	85.26%
2009	73.08	-40.75%
2010	90.15	23.35%
2011	111.18	23.33%
2012	90.53	-18.57%
2013	82.28	-9.12%
2014	75.53	-8.20%
2015	58.58	-22.44%
2016	60.96	4.07%
2017	81.12	33.06%
2018	88.04	8.53%

Fuente: (British Petroleum Company , 2019)

También podemos asociar a la economía del carbón la presencia de minerales metálicos, El carbón también contiene minerales, que se presentan principalmente como partículas o masas cristalinas y no cristalinas inorgánicas. Un manto de carbón puede consistir en hasta 50 por ciento de minerales, con más del 50 por ciento de materia mineral, la roca se denominaría esquisto carbonoso en lugar de carbón, la estadística histórica dice que la mayoría de los carbones extraídos tienen menos de 20 por ciento de materia mineral.

Los minerales en el carbón se pueden dividir en dos grandes categorías: (1) minerales que se originaron en la turba original formadora de carbón, denominados minerales singenéticos o primarios, y (2) minerales diagenéticos o secundarios, que se introdujeron en el carbón o se transformaron de otros minerales dentro del carbón en cualquier momento después de que se enterró la turba original formadora de carbón. Algunos minerales también pueden formarse en el carbón por oxidación de sulfuros y otros minerales cuando el carbón está expuesto en la superficie. Estos serían denominados minerales terciarios. La mayoría de estos, son transformaciones de minerales que ya están en el carbón.

Las reservas de carbón se estiman actualmente en alrededor de 860 mil millones de toneladas, y la relación entre las reservas mundiales de carbón y la producción es casi seis veces mayor que para el petróleo y cuatro veces mayor que para el gas natural. Esto, junto con la distribución democrática global y la naturaleza segura de los depósitos de carbón, asegurará que el carbón continuará siendo un importante recurso energético durante un tiempo considerable.

El carbón es ahora el combustible fósil más abundante en la naturaleza, con 860.938 Mt. En reservas mundiales medidas a finales del 2010, se tiene que las mayores reservas por país se encuentran en Estados Unidos con el 27,6%, la Federación Rusa el 18,2%, China el 13,3%, Australia el 8,9% e India el 7,0%, mientras que Colombia se ubica en el decimoprimer lugar con 6.593,4 millones de toneladas equivalentes al 0,8%. De estas reservas, se puede ver que la mayor concentración por región está en Europa y Euro Asia, seguido de Asia Pacífico, Norte América, África y Sur y Centro América, también se observa, que la mayor concentración se encuentra en Europa y Eurasia, seguidas de Asia Pacífico, Norteamérica, África, Sur y Centroamérica.

De las reservas a nivel mundial, el 47.01% corresponden a carbones tipo antracitas y bituminosos. y el 52.99% a subbituminosos y lignitos (Statistical Review of World Energy Full Report 2019, el 94.73% de estas reservas se concentran en Norteamérica, Europa Asia. (British Petroleum Company , 2019)

2.2.7.2. Reserva y explotación en Perú

En el Perú se cuenta con varias reservas de carbón y se estima que podría alcanzar la cifra de 1,087'200,000, de toneladas métricas en sus diferentes variedades desde la antracita, carbón bituminoso y hulla, sin embargo, debido al alto costo de transporte que actualmente demandaría es casi inviable su explotación, a diferencia de años anteriores en los que no siempre fue así, como claro ejemplo tenemos que el año 1907 la compañía Cerro de Pasco Corporation explotó exitosamente el depósito de Goyllarisquizga en Cerro de Pasco, hasta la década del setenta, este carbón se usó en la refinería de la Oroya, luego en 1979 la empresa Centromín Perú S.A. retomó el depósito y lo explotó por el método Long Hall, hasta el año 1993 que se acabaron las reservas contempladas en el momento.

Otros depósitos que desarrollaron una actividad importante eran La Galgada y La Pallasca, Caserío de Quiroz, Distrito de Chuquicara, Departamento de Ancash, que por ser mantos tipo veta y parados con buzamiento por encima de los 30°, y el costo de transporte que dificultaba la salida del carbón, la industria carbonífera cayo en declive, quedando sólo, pequeños depósitos en producción como Los Andes y San Benito en Trujillo, la cuenca de Oyón con pequeña producción y los proyectos se terminaron. (Luyo, 2012)

Depósito de Carumas

El depósito de Carumas, dicho depósito se encuentra a 3,540 msnm., son mantos de alto ángulo con buzamiento entre 60° a 70°, y espesores de 0.30 a 0.80 metros, el carbón es de tipo hulla antracítica, se encuentra con alto contenido de cenizas y estratificado con areniscas, arcillas y pizarras, los pobladores lo trabajan en forma artesanal y en muy pequeña escala. (Luyo, 2012)

Depósito de Oyón

Los depósitos de Gazuna y Oyón que se encuentra a 3,640 msnm., en el lugar existen pequeñas minas, las cuales se trabajan en forma artesanal, por ser los mantos angostos y de tipo veta y con buzamientos entre 30° y 70°, se tiene que explotar por Shiring kage Stoping, método que contamina el producto o corte y el relleno es demasiado costoso, aun así, se extrae antracita de buena calidad la cual se acopia durante determinado tiempo dependiendo de la necesidad vendiendo su producción a contratistas los que trasladan el carbón a Lima o Chimbote. (Luyo, 2012)

Depósito de Goyllarisquizga

Ubicado a 4,170 msnm., y se encuentra ubicada entre el Distrito de Chacayán y el pueblo de Cerro de Pasco, esta unidad estuvo cerrada por agotamiento del carbón, y reabierta en 1979 para recuperar los pilares dejados, en Goyllarisquizga existen cuatro mantos el principal, paralelo y los superiores uno y dos, siendo el manto principal el más importante. (Luyo, 2012)

Depósito de Los Andes y San Benito

Se encuentran en La Libertad, Trujillo, hacia Otuzco, ingresando por Quiruvilca, pasando por el pueblo de Chori, la Laguna "El Toro" a 4,200 msnm. Y de allí a la mina San Benito, en esta mina se explota carbón por el método de corte y relleno, se trabaja con perforadoras neumáticas y se dispara con explosivos de 40% de potencia, son explosivos especiales no rompedores sólo producen gas lo que hace que la roca se desplace, la producción es de 10 a 20 toneladas día, el transporte es a S/. 0.80 (Ochenta centavos de nuevo sol el Kilo), el carbón tiene su mercado en Trujillo y Chimbote. El depósito Los Andes, se tiene que ir por Otuzco, pasar la zona de derrumbe Blanco y campamento, este depósito trabaja por campañas y al igual que San Benito, los mantos son de gran verticalidad y espesores entre 0.80 m hasta 1.8 m. (Luyo, 2012)

La Galgada (Compañía Río Negro) y La Pallasca

La Galgada este depósito se encuentra ubicado en Chuquicara, Chimbote, estuvo abandonado hasta el año 80 cuando entró a trabajarlo la Compañía Río

Negro S.A., el campamento se encuentra en el pueblo de La Galgada que se encuentra al costado del Río Chuquicara, también se encuentra la cancha y las tolvas de embarque, pero los mantos se encuentran agotados.

El depósito de carbón explotable se encuentra a unos 20 kilómetros hacia arriba donde se encuentran los mantos Rey de Carbón y La princesa, que son mantos de 4 a 5 metros de potencia con buzamientos de 70°, con un gran potencial. Actualmente la explotación de esta materia en el Perú está dada por pequeñas empresas mineras que básicamente realizan la actividad extractiva para el uso de la industria local, en el siguiente cuadro tenemos un resumen del tonelaje reportado de la explotación anual en los últimos años. (Luyo, 2012)

Tabla 9. Producción de carbones en Perú.

Año	Producción (Tn)	Crecimiento (%)
2003	17,104.00	-21%
2004	29,407.00	72%
2005	58,858.00	100%
2006	71,159.00	21%
2007	100,594.00	41%
2008	130,688.00	30%
2009	142,119.00	9%
2010	120,953.00	-15%
2011	182,792.00	51%
2012	226,907.00	24%
2013	188,591.00	-17%
2014	229,212.00	22%
2015	251,788.00	10%
2016	268,883.00	7%
2017	301,445.00	12%
2018	196,767.00	-35%

Fuente: (Ministerio de Energía y Minas, 2019)

2.2.8. CLASIFICACIÓN DEL CARBÓN

Para el presente estudio se utiliza la clasificación más usada en el mundo a escala industrial que corresponde a la American Society for Testing and Materials (ASTM International) de Estados Unidos de América (EUA). Este organismo se encuentra entre los mayores contribuyentes técnicos del ISO y mantiene un liderazgo casi monopolístico en la definición de materiales y métodos de prueba en la mayoría de las industrias. La Tabla 10 detalla la clasificación internacional del carbón.

Tabla 10. Clasificación del carbón, norma ASTM.

Tipo de Carbón	Grupo
Antracita	Metaantracita Antracita Semiantracita
Bituminoso	Bituminoso de bajo volátil Bituminoso de volátil intermedio Bituminoso A de alto volátil Bituminoso B de alto volátil Bituminoso C de alto volátil
Subbituminoso	Subbituminoso A Subbituminoso B Subbituminoso C
Lignito	Lignito A Lignito B

Fuente: (Society for Testing and Materials , 2014)

2.3. DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS

Carbón: Roca sedimentaria fósil sólida, generada por la acumulación y descomposición de sustancias primarias orgánicas que sufren una transformación química dando lugar a la formación del carbón. (Petrascheck, 1922).

Turba: Conjunto de materiales orgánicos en proceso de descomposición bajo la influencia de organismos bacterianos que se da en un ambiente saturado de agua con una concentración sobre el 70%. (Major, 1996).

Turbera: un depósito de turba en condiciones de hidromorfía por la acumulación de restos vegetales o animales en menor proporción con un contenido mínimo de carbono del 15%. (Silva, 2019).

Génesis: Origen de una materia, en el ámbito geológico, este término engloba el desarrollo, sucesos y fenómenos que conllevaron a su formación en el tiempo. (Dunin-Borkowski, 2007).

Mantos: Formación de un cuerpo geológico en forma de capas por la acumulación de una materia dada por el proceso deposicional o sedimentación

física que posteriormente forma parte de los cuerpos estratificados. (Thomas, Coal Geology, 2014).

Litología: Estudio y clasificación de las rocas según las características obtenidas por la litificación que se dan en el proceso geológico de la diagénesis mediante el cual materiales fragmentarios producto de la desintegración y descomposición de las rocas preexistentes, (Rivera H. , 2001).

Estratificación: Disposición paralela o subparalela que toman las capas de las rocas sedimentarias durante su sedimentación, pudiendo ser concordante, discordante o cruzada. (Rivera H. , 2001).

Falla: Son fracturas de cizalla con un movimiento relativo. En rocas que no están fracturadas previamente, las fallas, como cualquier otro tipo de fracturas, se crean cuando el estado de esfuerzo es tal que en planos determinados de la roca se cumple la condición de fracturación, que viene dada por la envolvente de Mohr de esa roca. (Martínez, 2003).

Litoestratigrafía: Describe la disposición y nomenclatura de las rocas de la, basándose en su clasificación litológica y sus relaciones estratigráficas. (Reguant, 2001).

Ángulo de Cizalla: Se define, a partir de dos líneas que eran inicialmente perpendiculares, como la deflexión experimentada por ese ángulo recto, es decir, por lo que se han apartado ambas líneas de su perpendicularidad inicial. (Martínez, 2003).

Lignito: Es un carbón fósil de formación reciente posterior a la hulla, combustible de calidad media entre un 60 y 75% de carbón. (Perfil de Mercado del Carbón, 2014).

Anticlinal: Pliegue arqueado o convexidad descendente en el que los materiales más antiguos se localizan en el núcleo. (García, 2012).

Sinclinal: Pliegue arqueado o con la convexidad descendente en el que los materiales más modernos se localizan en el núcleo. (García, 2012)

CAPÍTULO III MATERIALES Y MÉTODOS

3.1. UBICACIÓN DEL ÁREA Y ZONA DE INVESTIGACIÓN

3.1.1. GEOGRÁFICA

El área de estudio se ubica en el margen occidental de la Cordillera de los Andes, al norte del río Cascasén y la confluencia del río Huayobamba con el río Cajamarquino, el área se ubica sobre los 2200 msnm hasta los 3500 msnm. Considerando como límite del área de estudio las coordenadas que se indican en la Tabla 11.

Tabla 11. Coordenadas UTM en el sistema WGS-84.

PUNTO	LATITUD	LONGITUD
P - 1	9202500	817500
P - 2	9187500	817500
P - 3	9187500	807500
P - 4	9202500	807500

3.1.2. POLÍTICA

El área de estudio para la presente investigación se ubica en norte del territorio peruano, región Cajamarca, e inmediaciones de la provincia de San Marcos, ver plano 01 en anexos.

3.1.3. ACCESIBILIDAD

Para acceder al lugar donde se realiza la presente investigación se cuenta con vía asfaltada Cajamarca – San Marcos, desde la cual se puede tomar carreteras afirmadas que permiten llegar hacia las áreas internas y para observaciones e investigación zonificada se puede utilizar los caminos de herradura que existen para la transitabilidad de los pobladores locales.



Figura 19. Vista de los accesos para llegar a la zona de investigación desde la ciudad de Cajamarca, para llegar hasta San Marcos tenemos vía asfaltada, luego tenemos vías internas a manera de trochas carrozables.

3.1.4. CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima que se presenta sobre la zona que se realizó el estudio está marcado por 02 estaciones climáticas bien diferenciadas, la época de precipitaciones que se desarrolla de octubre a abril y la época de estiaje se presenta entre mayo y setiembre, ideal para trabajos de campo o exploración, la precipitación máxima se alcanza comúnmente entre diciembre y marzo con algunas ausencias esporádicas en el intervalo, el acumulado anual está en promedio de 750 mm y la temperatura oscila entre los 4 y 25° C.

Se analizó el registro de la estación meteorológica más cercana que posee los siguientes datos:

Tabla 12. Datos de la estación meteorológica de la estación meteorológica considerada para los datos de clima,

Ubicación		Datos geográficos	
Departamento:	Cajamarca	Latitud:	7°19'20.95"
Provincia:	San Marcos	Longitud:	78°10'21.72"
Distrito:	Pedro Gálvez	Altitud:	2287 msnm.

Fuente: SENAMHI / DRD.

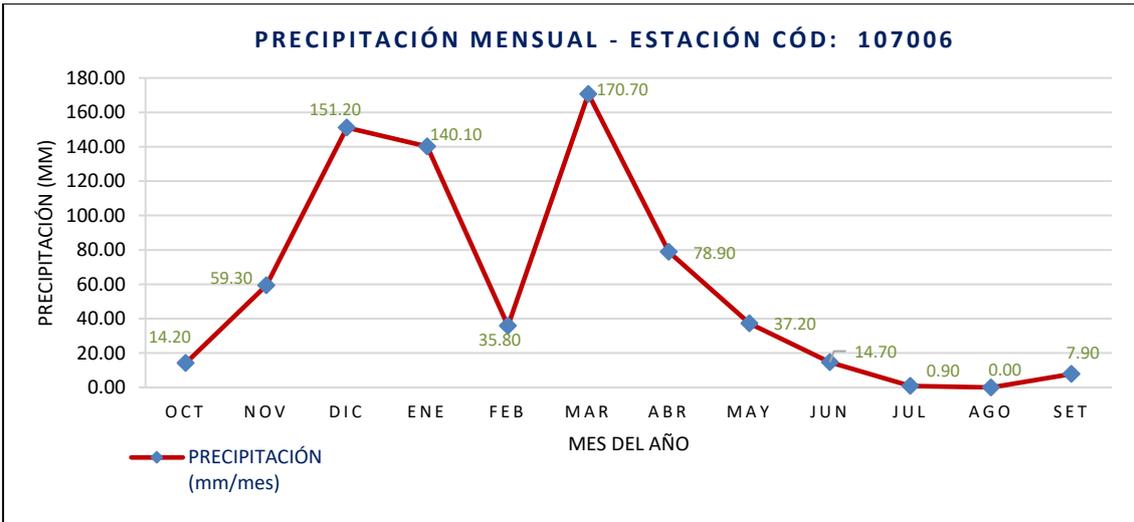


Figura 20. Histograma de precipitación acumulada promedio mensual en el que se muestra el inicio del año hidrológico y las máximas precipitaciones en (mm).

Para el caso de la vegetación observamos que la presentación es variable según la altitud, destacando la presencia de arbustos de tallo corto y planicies con baja vegetación (Figura 21) entre los 2200 y 2800 msnm y superior a ello se observa vegetación escasa y en su mayoría la superficie se encuentra descubierta y libre de vegetación abundante, en ciertos sectores se desarrolla la actividad agrícola y ganadera valiéndose de la presencia de suelo orgánico sobre materiales coluviales o aluviales.

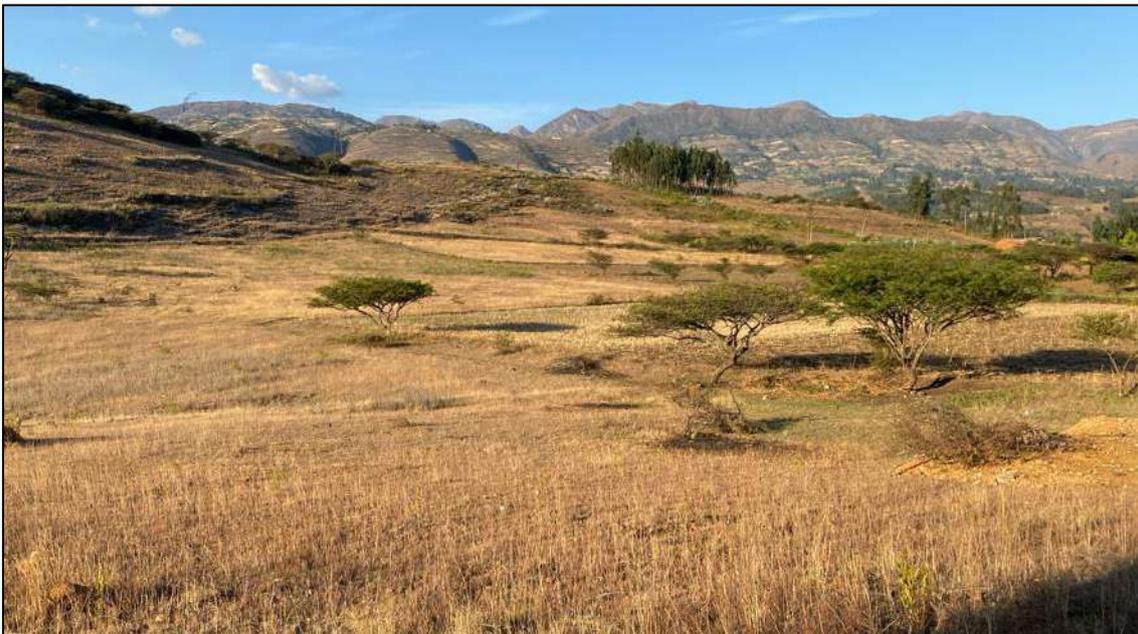


Figura 21. Llanura con vegetación baja, arbustos y arboles poco abundantes.

3.1.5. PROCEDIMIENTO

Para el desarrollo de la investigación se desarrollan tres etapas siendo éstas: Planificación y revisión virtual de la geografía, visita de campo para investigación y toma de datos, para finalmente proceder con el tratamiento de datos y análisis científico correspondiente.

3.1.6. ETAPA DE PLANIFICACIÓN

Por medio de software se realiza la revisión de las áreas de investigación para identificar a nivel macro los puntos de interés y trazar el recorrido principal para la investigación, nos apoyamos de la plataforma Geocatmin para investigar sobre los posibles yacimientos con petitorio minero o yacimientos en explotación, elaboración de un plano base y delimitación de las áreas de estudio sobre la cuenca de interés, con apoyo de la plataforma Google Earth se realiza la revisión de rutas y relieve para el recorrido y cartografiado.

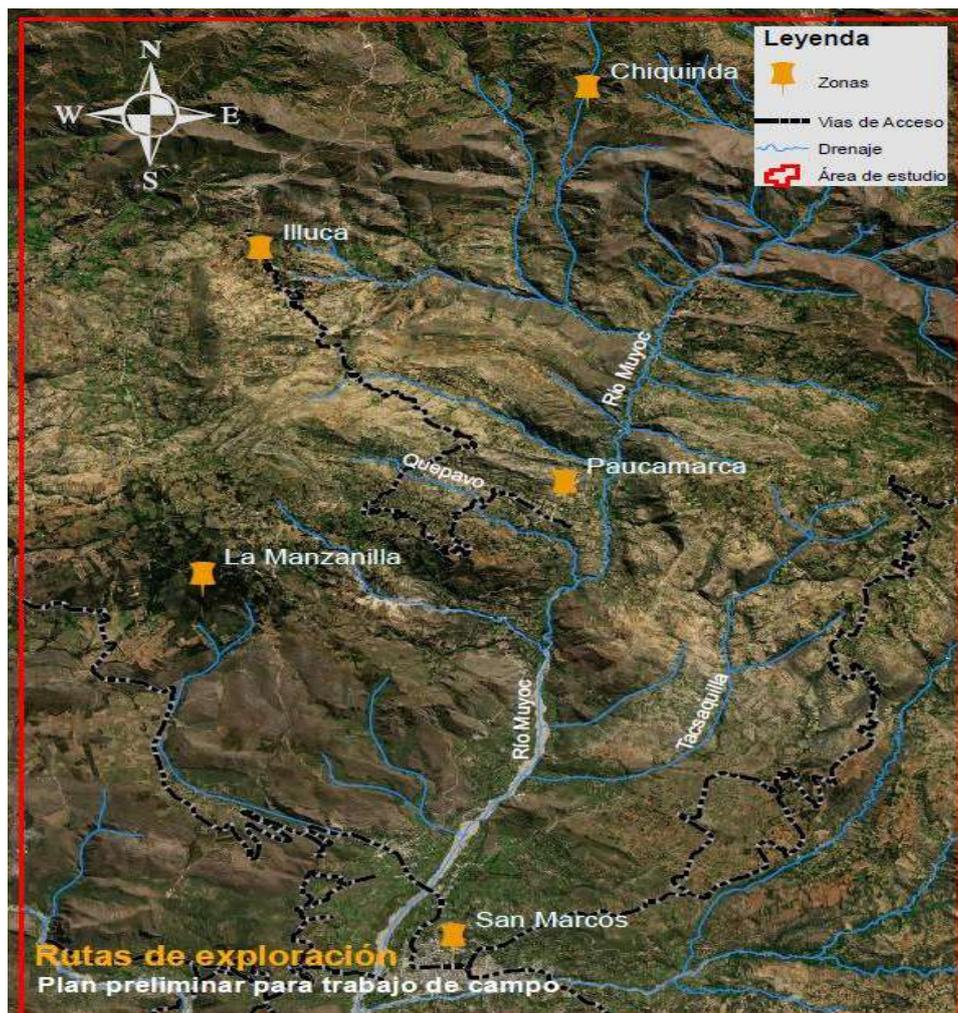


Figura 22. Trazo de las rutas principales para el estudio del área de interés, análisis del perfil topográfico para interpretar la accesibilidad. (Google Earth Pro, 2021)

3.1.7. ETAPA VISITA DE CAMPO

Se realizan varias visitas de campo para alcanzar el máximo recorrido en búsqueda de las zonas de interés, asimismo se va registrando los datos georreferenciados para luego proceder con la correlación y análisis de resultados, en esta etapa también se realiza el análisis macroscópico de la litología, petrología, observación geomorfológica, identificación superficial de los mantos de carbón, reconocimiento de la geología estructural y contexto geológico en general que alimenten de información, es en esta etapa que se emplean los materiales de campo para la investigación.

3.1.8. ETAPA DE TRATAMIENTO DE DATOS Y ANÁLISIS EN GABINETE

Con los datos obtenidos de las dos etapas anteriores se procede a contrastar la información recopilada con las bases teóricas, antecedentes relacionados a la actual investigación, con ayuda de bibliografía, software y análisis de laboratorio se realiza la interpretación que será plasmada de manera escrita e ilustrada con figuras, tablas, mapas y planos según corresponda para finalmente proceder con las conclusiones, contrastación de la hipótesis y recomendaciones.

3.2. METODOLOGÍA

En este ítem indicamos el modelo de investigación, El método es directo, descriptivo y correlacional no experimental, con descripción y toma de datos en campo teniendo en cuenta las formaciones geológicas y sus características, elementos geológicos estructurales y estudio de las causas, las muestras del mineral serán analizadas en laboratorio, de acuerdo a la correlación estratigráfica y las características encontradas se determinara el tipo de ambiente en la cual se dio la sedimentación, depositación y litificación de los estratos y/o mantos de la zona así como la posterior alteración por el tectonismo demostrado con el estudio estructural de las rocas. Asimismo, complementamos según su clasificación que corresponda para cada caso como se indica y describe en la Tabla 13.

Tabla 13. Clasificación del tipo de investigación empleado.

Clasificación	Para la presente investigación
1. Por el enfoque	<ul style="list-style-type: none"> • Cualitativa: Debido a que se procede con la recolección de datos en campo, análisis macroscópico y correlación descriptiva.
2. Por los objetivos	<ul style="list-style-type: none"> • Descriptiva: Dado que, para la interpretación del análisis geológico estructural, se describe la litología, petrología y estructuras que están relacionadas directamente con el objetivo de la investigación. • Explicativa: Responde los eventos y fenómenos que han influido en la formación de los mantos de carbón y eventos asociados al ámbito estructural. • Correlacional: Parte de la interpretación para explicar la asociación entre la geología estructural, diagénesis del mineral materia de investigación y etapas de formación. • Exploratorio: Se examina el área de estudio para encontrar puntos de interés que aporten data y muestra representativa para soporte la hipótesis y resultados.
3. Por el diseño	<ul style="list-style-type: none"> • No experimental: En la presente investigación nos limitamos a observar el entorno natural, la litología existente, las estructuras ya existentes y posibles fenómenos que habrían causado las actuales características.

3.2.1. POBLACIÓN DE ESTUDIO

Los afloramientos de carbón identificados en la provincia de San Marcos están depositados dentro del Grupo Goyllarisquizga por lo tanto se realizará el estudio zonal de las diversas formaciones que lo conforman, así como las estructuras que controlan la cuenca sobre la cual se depositaron los carbones.

3.2.2. MUESTRA

De los mantos identificados se realizará la toma de muestras para análisis de laboratorio, asimismo de las rocas encajonantes para la descripción e

identificación de estas, teniendo como base el tipo no probabilístico y las técnicas de conveniencia y criterio.

3.2.3. UNIDAD DE ANÁLISIS

Los mantos de carbón y rocas encajonantes que directamente subyacen y suprayacen a los mantos y el efecto de la geología estructural sobre los mismos.

3.2.4. IDENTIFICACIÓN DE VARIABLES

Acorde a la investigación científica se cuenta con las siguientes variables que se detallan en la Tabla 14,

Tabla 14. Variables de la investigación

Variables Independientes	Variables Dependientes
Características estructurales	Alteración del yacimiento.
Características litológicas.	Génesis de los mantos de carbón.
Estratificación de los mantos y roca encajonante.	Espesor de los mantos de carbón.

3.2.5. INSTRUMENTOS Y EQUIPOS

Para el desarrollo de las diferentes etapas de la investigación se utilizaron equipos e instrumentos, algunos de ellos de uso general y en algunos casos específicos para el uso técnico en el ámbito de la investigación geológica.

Instrumentos	Equipos
<ul style="list-style-type: none"> Entorno web soportado por software para navegación remota en la zona de estudio, tal como lo es Google Earth, plataforma Geocatmin para el acceso a mapas ya elaborados que sirven como base para el cartografiado. ArcGIS, para el análisis y procesamiento del cartografiado, AutoCAD para la elaboración de gráficos y análisis estructural, faultKin 	<ul style="list-style-type: none"> Brújula tipo Brunton cuadrantal, clave para la medición de rumbo y buzamiento de los estratos, fallas y plegamientos. GPS Garmin, con el que se localiza y determina las coordenadas de un determinado punto de interés o referencia. Cámara fotográfica, para el registro de las imágenes que serán analizadas en gabinete o

<p>para el análisis estructural, stereonet para los estereogramas.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Tablero para cartografiado y libreta de notas para el registro de los datos recopilados. • Lupas de aumento en 20X y 10X, para la petrología de la investigación. • Lápiz rayador, para determinar de manera indirecta la dureza de la roca en estudio, así como la clasificación mineralógica acorde a los parámetros físicos. • Ácido clorhídrico, ya que la reacción de efervescencia se emplea como agente determinante para identificar las rocas carbonatadas. • Medición, compuesto por flexómetro de 10 metros y wincha de 50 metros para obtener la potencia o espesor de un estrato, espaciamiento de las fracturas, salto de una falla, entre otros. 	<p>presentadas como resultado de la investigación.</p> <ul style="list-style-type: none"> • Nivel de ingeniero, empleado para la medición indirecta de una distancia de un punto a otro, así como para el soporte en la referencia para la medición de ángulos con respecto a la línea horizontal y vertical. • Computador, para el soporte del procesamiento digital de la investigación, plasmar la descripción, proceso de datos en software y elaboración de la presentación y sustentación de la investigación.
--	--

3.3. GEOMORFOLOGÍA LOCAL

A partir de los procesos estructurales que han deformado a las rocas sedimentarias de las diferentes formaciones geológicas; la zona de estudio se caracteriza por estar formada por una sucesión de picos montañosos de gran altitud, donde la actividad tectónica ha sido participe de los principales agentes modeladores a la vez los agentes geológicos, ciclos erosivos, a consecuencia del levantamiento de los Andes Centrales de la actual configuración geomorfológica.

3.3.1. Unidades Geomorfológicas

Las montañas, en su proceso de formación hasta el presente, han estado expuestas a una serie de efectos internos por influencia de la geodinámica interna, a través de movimientos tectónicos que modificaron el relieve terrestre por efecto de fallas geológicas, que produjeron levantamientos y hundimientos de la cordillera, o por efectos externos de la meteorización a partir de los agentes externos, que en forma permanente actúan y modelan de forma continua el relieve terrestre.

Los procesos geomorfológicos revisten gran importancia ya que suelen modificar en periodos cortos la configuración del paisaje como consecuencia de factores que favorecen la erosión o la sedimentación.

La característica principal de la zona de estudio es la presencia de diversas unidades geomorfológicas, siendo las más notorias los valles en forma de v, terrazas, montañas, cárcavas.

3.3.2. Montañas

Las montañas ocupan la gran parte de la zona de estudio por las mayores elevaciones que tiene. Estas están constituidas por rocas calizas de la Formación Chúlec, Yumagual, Pariatambo, que ocupan la parte NW de la zona, el segundo grupo están constituidos por rocas del Grupo Goyllarisquizga las cuales ocupan parte de la zona NE.



Figura 23. Montaña al E del centro poblado La Cortadera de la ciudad de San Marcos, ocupan un amplio terreno con grandes elevaciones, conformada por afloramientos del Grupo Goyllarisquizga.

Estas montañas tienen elevaciones desde los 2200 m.s.n.m., hasta los 3700 m.s.n.m. Su cima puede ser aguda, semi redondeada, redondeada, sus pendientes son aproximadamente entre 20°, 50° y 70°.



Figura 24. Se pueden observar los afloramientos de la Formación del Grupo Goyllarisquizga y de algunas formaciones Cretáceas.

3.3.3. Cárcavas

A causa de la intensa erosión hídrica que actúa en la superficie terrestre la cual genera el arrastre de las partículas del suelo, formando los surcos en la superficie, debido a la litología fácilmente erosionable. Y se presentan por lo general en los depósitos aluviales, coluviales, Formaciones cretácicas.

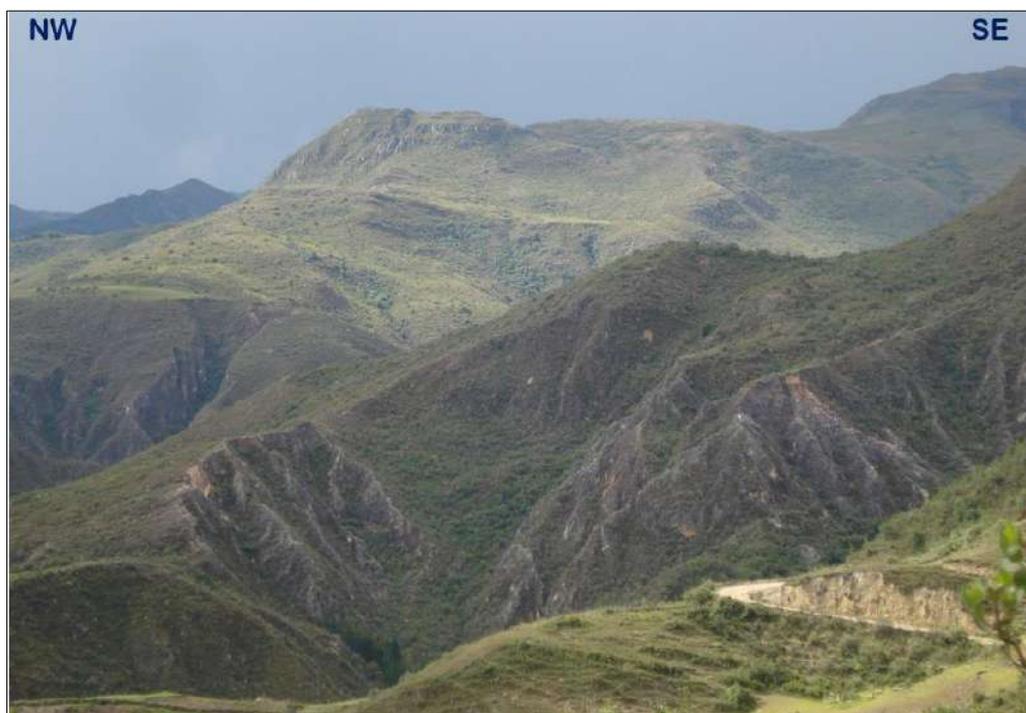


Figura 25 Cárcavas en la Formación Chimú se caracterizan por que generan desde la zona alta la caída de los sedimentos a causa de la erosión de las rocas areniscas cuarzosas, presentan una altura de 6 a 8 m aproximadamente con una inclinación promedio de 20°, mostrando una zona de relieve accidentado.

3.3.4. Abanico Aluvial

Este tipo de abanicos se forman en las zonas bajas de las áreas montañosas o la base de las formaciones escarpadas, por acción de múltiples factores, procesos y el tipo de litología, la escorrentía superficial genera corrientes que erosionan la roca y se cargan de sedimentos que son arrastrados aguas abajo por efecto de la gravedad, la escorrentía pierde velocidad a medida que llega a las zonas llanas y los sedimentos se extienden hacia los laterales tomando forma de un abanico, el proceso repetitivo de este tipo de eventos geológicos dará lugar al espesor y amplitud del abanico aluvial.



Figura 26. Abanico aluvial formado por los sedimentos de la Formación Chimú, los cuales fueron arrastrados por procesos hídricos depositándose en las partes llanas.

3.3.5. Valle Fluvial

Al ser una zona montañosa, con una gran cantidad de cursos de drenaje se evidencia este tipo de valles, debido al efecto erosivo del agua y energía de las corrientes que a su paso van generando sinuosidad dejando formas mixtas, las zonas cóncavas formadas por la erosión y las zonas convexas por efecto de la depositación de los sedimentos que pierden velocidad de transporte. Se observa que estos eventos geológicos han formado áreas cubiertas sobre el lecho del río y son espacios aprovechados para la agricultura y uso de canteras para agregados de construcción.



Figura 27. Se observa claramente el río Muyoc un valle en forma de V con cause meandriforme; en el cual se evidencia un trazado sinuoso como resultado de la erosión.

3.3.6. Terraza Fluvial

Se observan en el entorno de la zona de estudio, las cuales tienen alturas de 8 a 10 m. Sus pendientes son mayores a los 65° a 70° , lo conforman afloramientos de rocas areniscas cuarzosas con alto grado de meteorización.



Figura 28. Terrazas fluviales en proceso de erosión, se evidencian la alteración de la roca arenisca cuarzosa.

3.3.7. Unidades Morfogenéticas

Morfogenéticamente, el área de estudio se ha clasificado según el grado de pendientes según la clasificación de Rodríguez 2016, y las conforman las estructuras geológicas por los procesos tectónicos del Cretácico Inferior y Superior los cuales están expuestos contantemente a procesos exógenos, siendo expuestas directamente relacionadas a los procesos de erosión de acuerdo con la litología que lo conforma.

3.3.7.1. Planicie:

Las planicies en la zona de estudio se observan ligeramente ondulada, afectada por la erosión pluvial de ciertas épocas del año, las personas usan esta área para actividades como la ganadería y la agricultura. El rango de pendientes es de 0° a 8° se observa al costado del rio Muyoc, Quépavo, Tacsaquilla, comprende áreas distribuidas en los cauces de los ríos relacionadas con los depósitos aluviales y fluvio-aluviales.



Figura 29. Planicies al costado del Río Muyoc, se observa vegetación sobre ellas y están cubriendo las rocas de la Formación Chimú, su composición está dada por depósitos aluviales y Coluviales.

3.3.7.2. Lomada:

Las lomadas o colinas presentan pequeñas elevaciones que tienen pendientes suaves entre 8° a 20°, en la zona de estudio se evidencian al NE-SW de la ciudad de San Marcos.



Figura 30. Lomada conformada por afloramientos de la Formación Condebamba, la cual tiene presencia de areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, conglomerados y arcillas rojizas. 813933-E, 919035-N.

3.3.7.3. Ladera:

En la zona de estudio se distinguen las laderas debido a su fuerte pendiente que se encuentran en el intervalo de 20° a 50° en su gran mayoría están asociados al tectonismo, pues es notable por medio de los pliegues y buzamiento de los estratos, asimismo, la acción del meteorismo e intemperismo va desarrollando la geomorfología con ángulos de alto ángulo con pendientes pronunciadas y líneas de drenaje laterales.

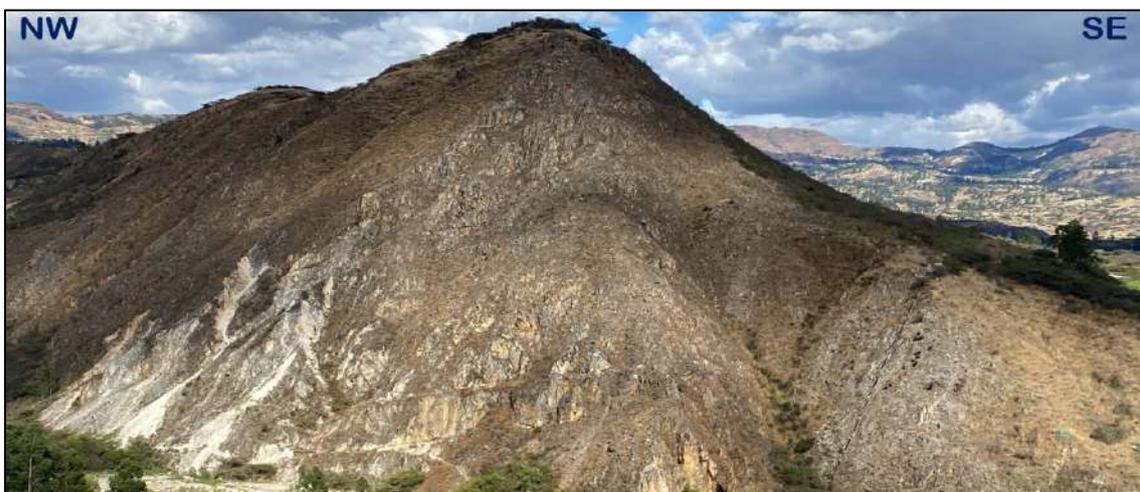


Figura 31. Cerro Tacsquilla formado por laderas con una pendiente entre 20° a 50° , la roca es arenisca cuarzosa de la Formación Chimú con coordenadas 812641-E, 9190985-N.

3.3.7.4. Escarpe:

En la zona de estudio se diferencian debido a la fuerte pendiente desde los 50° a más, cierta unidad geológica se encuentra modelada por la acción de agentes

externos, este tipo de zonas con presencia de escarpes son vulnerables a deslizamientos o zonas de inestabilidad.

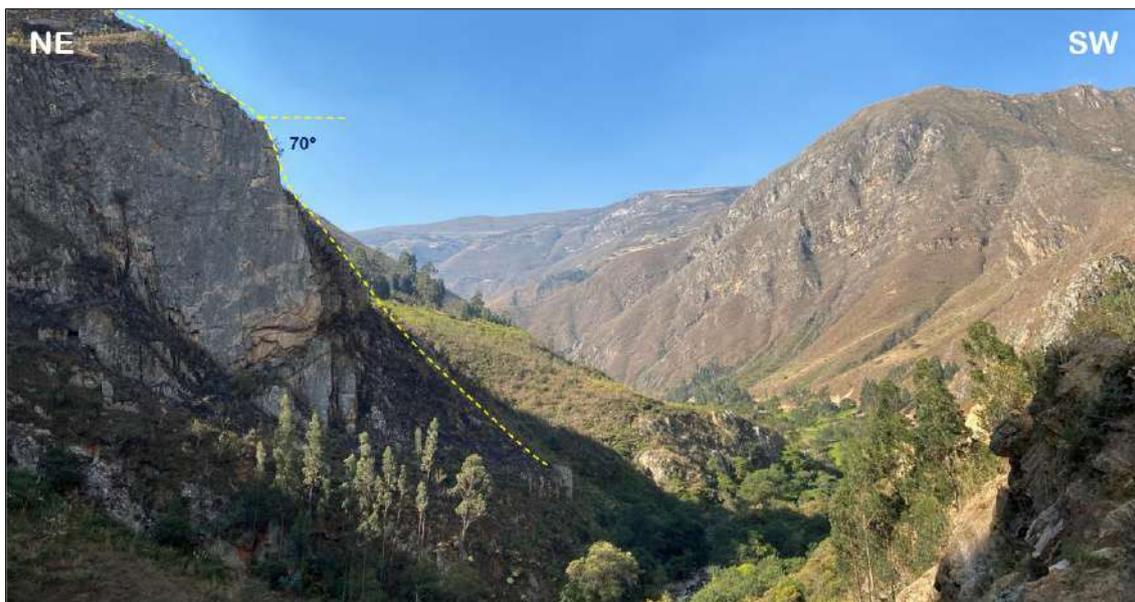


Figura 32. Escarpe en la Formación Farrat.

3.4. MARCO GEOLÓGICO

La geología de la región de Cajamarca y provincia de San Marcos en el norte del territorio peruano está caracterizada por rocas sedimentarias tanto marinas como continentales depositadas entre el Jurásico superior al Cretácico, (Wilson, 2000), indica que en el proceso de depositación, se suscitaron eventos tectónicos manifestados desde el Berriasiense hasta el Albiense (Jacay, 2007) estos eventos también jugaron un importante papel en la Formación de los mantos de carbón ya que por el levantamiento de los andes se dio paso a la generación de climas favorables para la abundancia de vegetación que posteriormente por la continuidad del tectonismo fueron depositadas y enterradas por nuevas facies de sedimentación, de esta manera se han generado los lentes de carbón.

En el área de estudio se ha identificado la presencia de rocas que pertenecen a las formaciones del Grupo Goyllarisquizga, que con la deformación propia de los procesos endógenos manifestados en con el tectonismo y exógenos relacionados a la sedimentación y dan pase a diferentes estructuras como fallas y plegamientos, así como discontinuidades y deformaciones manifestadas de manera estructural o estratigráfica, estas deformaciones han sido identificadas

en la etapa de levantamiento de información de campo y serán expuestas en el siguiente capítulo de la presente investigación.

3.4.1. Geología regional

3.4.1.1. Formación Chimú (Ki-chi)

La Formación Chimú, designada con este nombre por (Benavides, 1956), aflora yaciendo mayormente en forma concordante, sobre las Formaciones Chicama, e infrayaciendo con igual carácter a la Formación Santa.

Litológicamente está constituida esencialmente por arenas con alto contenido de cuarzo con tonalidades rojizas por intemperismo; presentan intercalaciones con arcillitas carbonosas gris oscuro y mantos delgados de carbón, presentan estratificación cruzada de gran escala. Esta Formación presenta un espesor de 500 a 720m.

Edad: a partir de los hallazgos orgánicos, (Wilson, 1963) le asigna a esta Formación una edad proximal al Valanginiense inferior (Cretácico Inferior)

3.4.1.2. Formación Santa (Ki-sa)

Esta denominación fue dada por Benavides (1956), litológicamente está constituida de arcillitas gris amarillentas a oscuras; y, presenta intercalaciones de calizas fosilíferas y calizas con alto contenido de magnesio (dolomitas) estratificadas en delgadas capas, cierto contenido de nódulos de chert y fragmentos de conchas. Esta Formación presenta un espesor aproximado de 150 m. Ubicándose de manera discordante sobre la Formación Chimú. Edad aproximadamente del Valanginiense Medio a Superior (Cretácico Inferior).

3.4.1.3. Formación Carhuaz (Ki-ca)

Descrita por BENAVIDES (1956), tiene un grosor aproximado de 500 metros, esta Formación se caracteriza por presentar una secuencia de arcillitas fosilíferas y areniscas con una coloración marrón amarillenta, con intercalaciones de areniscas de matices violetas y verdes. En los niveles inferiores presenta bancos de areniscas cuarzosas blancas intercaladas con arcillitas, y finos horizontes de yeso y capas de calizas. Esta Formación presenta un espesor promedio de 600m. Edad: (Wilson, 1963) le atribuyó una edad relacionada al Hauteriviense Aptiense (Cretácico inferior-Cretácico Medio).

3.4.1.4. Formación Farrat (Ki-f)

En la Cuenca Occidental peruana la Formación Farrat presenta areniscas con una pátina roja, y fractura muy neta, compuesta exclusivamente de granos de cuarzo; estratificación sesgada y ripple-marks son muy frecuentes. Los bancos de arenisca son separados por finas laminaciones de 10 a 1 cm de margas bastante finas ricas en materia orgánica. La edad de la Formación Farrat es post Valanginiense y ante Aptiense superior.

3.4.1.5. Formación Inca (Ki-in)

Esta Formación, inicialmente llamada capas rojas del Berriasiense designada por Tafur (1950), fue posteriormente definida por Benavides (1956) como Formación Inca, refiriéndose a los afloramientos al este de los Baños del Inca en Cajamarca. Infrayace concordante a la Formación Chúlec y suprayace con la misma relación a la Formación Farrat. En varios lugares se ha observado que gradualmente se intercalan areniscas calcáreas, lutitas ferruginosas, dando en superficie un matiz amarillento. En los alrededores de Cajamarca es de coloración rojiza, pero el resto del área, el color predominante es amarillo-anaranjado, con evidente acción de limonitización. Su grosor aproximado es de 150 metros. Esta formación representa a la cuenca occidental, caracterizada entonces por un mar de poca profundidad con corrientes turbulentas bien oxigenado

3.4.2. Geología Local

Geológicamente corresponde a una cuenca sedimentaria de origen continental y marino, y está estructurada sobre series cretácicas, la cual lo constituyen las series siliciclásticas del Cretácico inferior del Grupo Goyllarisquizga, es así como encontramos afloramiento de rocas sedimentarias del Grupo Goyllarisquizga el cual suprayace a la Formación Chicama del jurásico superior e infrayace a las formaciones Inca, Chúlec, Pariatambo y Yumagual, estas formaciones son de naturaleza carbonatada y pertenecen al Cretácico inferior y superior, depositadas en el Mesozoico - Cretácico inferior, posteriormente fueron parte de los eventos geológicos suscitados entre el Berriasiense hasta el Albiense, coinciden con los ambientes para la formación de carbones y la tectónica que influenció para la deposición de restos formadores de turba que posteriormente pasaron a conformar los mantos de carbón. (BORKOWSKI,

1983) indica que, a diferencia de los carbones formados en las facies orientales, el carbón depositado y formado en la facie occidental presenta menos azufre y cenizas y muestran mayor perturbación tectónica, asimismo el grupo Goyllarisquizga sería el que presenta la mayor cantidad de las reservas de carbón existentes en Perú, dentro de este grupo sedimentario tenemos a la Formación Chimú la más favorable para su explotación.

3.4.3. Unidades Estratigráficas

Para el estudio geológico se realizó un cartografiado (escala 1:50 000) de los afloramientos del Cretácico Inferior y de su entorno, resaltando las unidades litoestratigráficas descritas y la fuerte estructuración tectónica que éstos presentan. Dicha información ha servido para el reconocimiento y análisis de las Formaciones Geológicas.

3.4.3.1. GRUPO GOYLLARISQUIZGA

Este grupo de rocas en su facies de plataforma ha sido estudiado bajo la denominación de Grupo Goyllarisquizga y en su facies de cuenca ha sido diferenciado en las formaciones Chimú, Santa, Carhuaz, Farrat. Sus afloramientos están limitados al sector noreste del cuadrángulo de San Marcos, pero se sabe que se extiende ampliamente por la región. La litología consiste en areniscas cuarzosas blanquecinas generalmente de grano, en la parte inferior, con interrelaciones delgado de arcillitas marrones y grises en la parte superior, Su grosor oscila entre los 80 y 600 m, con tendencia a adelgazarse hacia el oeste. La poca presencia de fósiles en este grupo dificulta determinar su edad con precisión, pero sus relaciones estratigráficas son las mismas a las encontradas en las regiones vecinas y los Andes Centrales del Perú.

3.4.3.1.1. Formación Chimú (Ki- chi)

Constituye un tramo de rocas de composición siliciclásticas compuesto por estratos gruesos de areniscas cuarzosas en color gris blanquecinas, con una resistencia alta a la meteorización, se evidencia un alto fracturamiento, con estratificación cruzada, presentan intercalaciones delgadas de niveles de arcillitas, con coloraciones ferruginosas. Esta Formación paso por un proceso de regresión marina, indica un levantamiento en las edades del Valanginiano Inferior a medio.



Figura 33. Rocas areniscas cuarzosas de grano fino a medio con bancos con espesor desde 5 cm a 65 cm intercaladas con bancos delgados de areniscas de grano fino.



Figura 34. Afloramiento de la Formación Chimú donde se evidencia areniscas cuarzosas y se muestra la estratificación cruzada, dependiendo de la forma de los planos de estratificación. Se muestra con un alto fracturamiento y con presencia de meteorización. Coordenadas 213429-E, 9192634-N.

Los animales que vivían en los mares o lagos de la zona carbonífera han dejado sus huellas, caparzones o esqueletos en la materia mineral sedimentada.



Figura 35. Se observa la evidencia de los fósiles de tallos y hojas siendo los mejores indicadores de la facies de una roca, se encontraron en la Formación Chimú. Coordenadas 810276-E, 9199929-N.



Figura 36. Se observa los cambios en la forma que se ha depositado los sedimentos; produciendo, intercalaciones de arena y arcillitas. Presenta una estratificación ondulada, debido a que las arcillitas han producido lentes de arena, y una estratificación flaser. Coordenadas 810694-E, 9200432-N.

La Formación presenta imbricaciones en sus clastos donde en la base del estrato inferior se notan limoarcillitas y la superior areniscas de grano fino, generándose cambios en el suministro de sedimentos los cuales han producido una mezcla de arena y lodo.

3.4.3.1.2. Los mantos de carbón y la Formación Chimú

La Formación Chimú y su ambiente de formación constituye los medios sedimentarios que forman los pantanos, los cuales se desarrollan en áreas someras sobre zonas llanas, la escasa profundidad del agua permitió la formación de vegetación la cual se pudo extender por gran parte del pantano. Los sedimentos que se fueron acumulando eran muy finos, predominando arenas, arcillas con una gran acumulación de materia orgánica de los desechos vegetales, lo cual en las zonas del pantano origina condiciones reductoras y con la materia orgánica forman turberas, los cuales son los primeros comienzos del carbón, si bien es cierto la formación se genera a lo largo del manto de depositación, es importante reconocer que existe zonas de alteración con contaminación de arcillas o sedimentos propios de la cubierta. En la litificación se observa la presencia de estos materiales a manera de láminas onduladas.



Figura 37. Se observa la formación de masas vegetales en descomposición.

La formación de una capa de carbón constituye un episodio especial dentro del ciclo general sedimentario donde se desarrolló el bosque carbonífero o hullero. Esta es la razón por la cual, la capa de carbón se encuentra intercalada entre las rocas sedimentarias: areniscas cuarzosas, arcillitas y como el ciclo de sedimentación se suele repetir varias veces seguidas, normalmente se formarán varias capas de carbón superpuestas en una misma cuenca, en la zona se reconoció una sola capa de carbón probablemente las demás se evidencia a mayor profundidad ya que ha sido interrumpida por movimientos tectónicos.

Se reconoce que el carbón se encuentra en rocas de dicha Formación en intercalaciones. Y su formación se encuentra relacionado con diferentes eventos y ambientes geológicos de diversas características que se presentaron en un tiempo determinado y se fueron estratificando en capas horizontales cuando no han sufrido plegamientos.



Figura 38. Se observa que el carbón se depositó en areniscas cuarzosas de la Formación Chimú, en un ambiente de sedimentación regresivo, en un sistema deltaico se evidencia secuencias geométricas de formas lenticulares, sus dimensiones laterales son reducidas sus capas lisas y astillosas, con bandas mates y brillosas.



Figura 39. Se evidencia en ciertas áreas en forma lenticular. La capa de carbón de 40 cm es de tipo bituminoso la cual se evidencia en la base del afloramiento de la Formación la cual es consolidada entre otros estratos de rocas y alteradas por los efectos combinados de la presión a la vez por los movimientos de la corteza terrestre y movimientos tectónicos.



Figura 40. Podemos notar los mantos alojados paralelamente a los planos de estratificación de la roca arenisca cuarzosa. Este tipo de origen es probablemente tectónico. La cual esta predominando plegamientos entre la estratificación.

Los mantos de carbón de la Formación Chimú de la zona de Tacsquilla ubicados en el cerro de mismo nombre fueron sometidos a intensos eventos

tectónicos, que produjeron plegamientos de considerables tamaños en especial hacia el SE, además de fallas normales, fallas de rumbo dextral y sinistral que han desplazados los carbones en niveles diferentes. Los mantos o capas se encuentran en un ángulo, que puede variar desde aproximadamente N260°W con buzamiento entre 10° y 20°. La falla normal es la más importantes de este manto de carbón la cual es de rumbo N80°E.

Sin embargo, en la zona las Ocas el elemento estructural de mayor importancia lo constituye un anticlinal con rumbo N 220 W

Actualmente, los mantos de carbón presentan una fuerte estructuración que viene controlada por una grande falla normal, falla de rumbo sinistral y falla de rumbo dextral.



Figura 41. Se puede decir que la serie de plegamientos tuvo lugar a varias etapas, que quedan marcadas en discordancias locales que se evidencian en la zona del carbón.

3.4.3.1.3. Formación Santa (Ki- sa)

En el área de estudio consiste en una intercalación de arcillitas grises, limolitas con tonos amarillentos y areniscas de estratos delgados, con un grosor que oscila entre los 10 y 20 cm cada estrato. La Formación Santa en la zona de

estudio se encuentra intemperizado generalmente se evidencia una coloración con un tono gris marrón. Dicha Formación experimento una pequeña regresión de hundimiento leve en las edades del Valanginiano medio a Hauteriviano.



Figura 42. Contacto litológico de la Formación Chimú y Santa situada al NW-SE de la zona de estudio, evidenciándose el cambio litológico la cual se diferencia por la coloración.

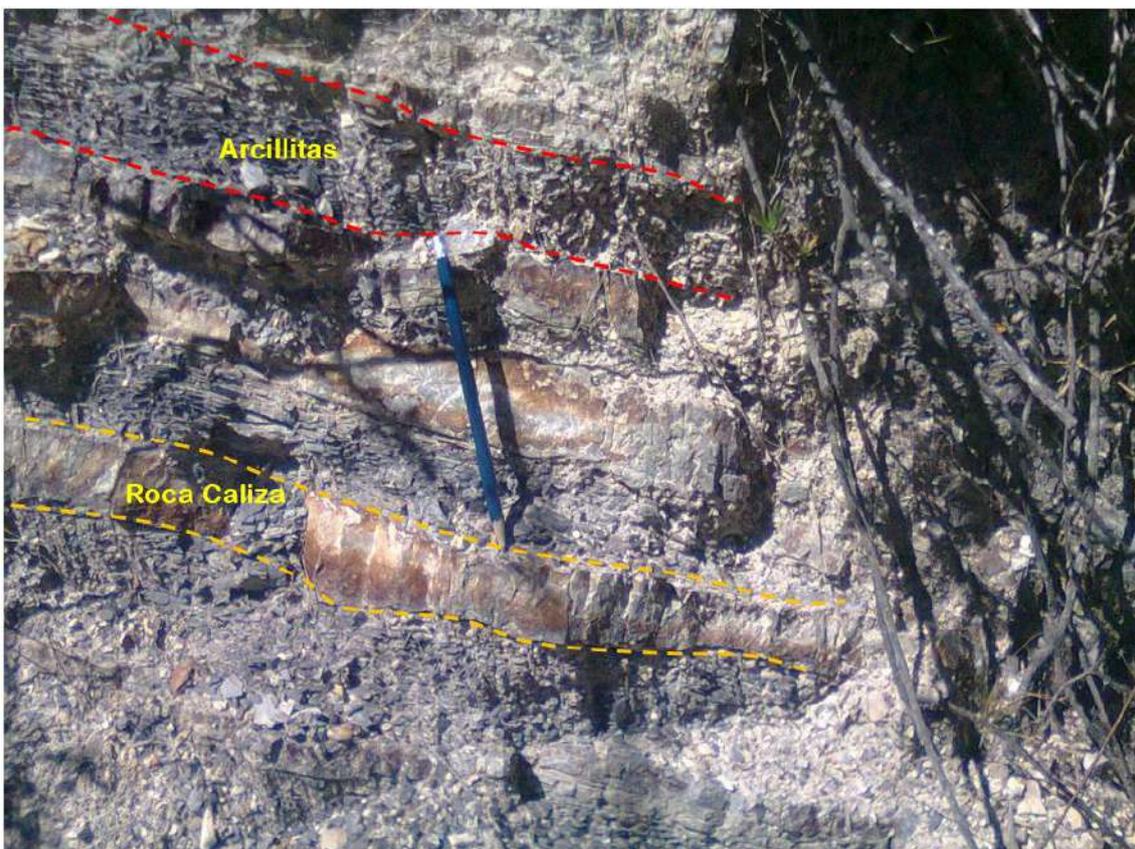


Figura 43. Formación Santa situada al SW del margen izquierdo río Muyoc, donde se observa intercalación de rocas caliza con arcillitas grises oscuras.

3.4.3.1.4. Formación Carhuaz (Ki- ca)

Esta Formación se localiza al NW del centro poblado Gregorio Pita está compuesta por la intercalación de areniscas en grano fino a medio y arcillitas con tonos rojizos, violáceos y grises. En esta Formación pasó por una pequeña regresión en la edad de Hauteriviano, desarrollándose en un ambiente continental lacustrino.

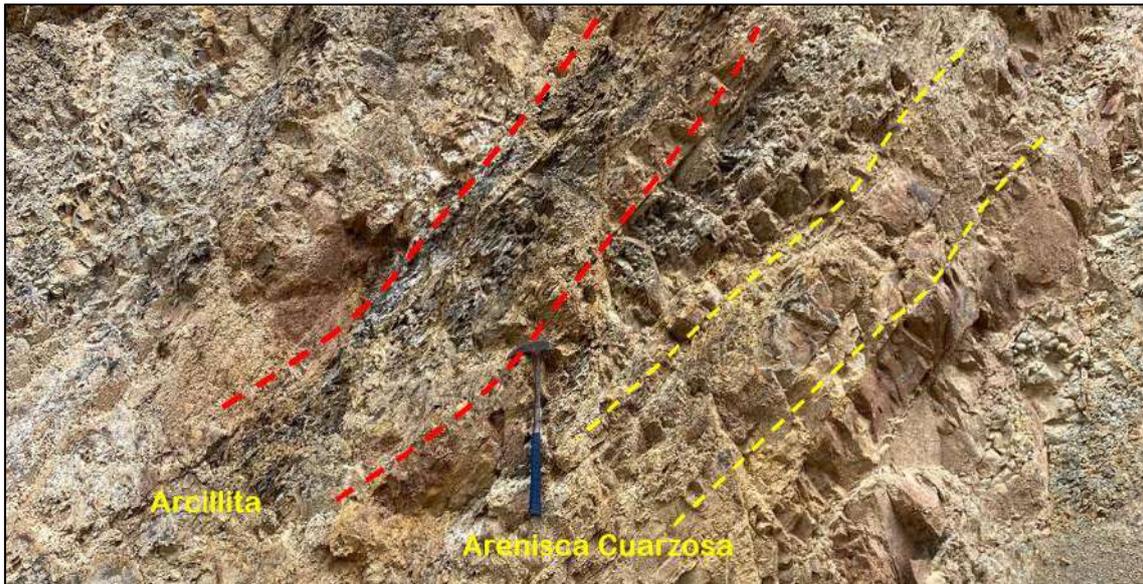


Figura 44. Los afloramientos del miembro inferior de la Formación presentan rocas areniscas con coloración ferruginosa intercalada con arcillitas grises vistas al NE-SW del centro poblado Gregorio Pita. Coordenadas 811015-E, 9193764-N.



Figura 45. Bioturbación en contacto con las areniscas, el contacto es poco uniforme por la aparente depositación en un ambiente oscilante.



Figura 46. Los afloramientos del miembro medio de dicha Formación, consta de una intercalación de rocas areniscas de grano fino con un alto fracturamiento, con arcillitas de coloración negruzca las cuales se presentan en estratos delgados. Coordenadas 811087-E, 9193526-N.



Figura 47. En el miembro superior se evidencian arcillas abigarradas, debido a la combinación intercalada de colores que presentan entre grises, rojizos y blanquecinos presentan. Coordenadas 811551-E, 9201571-N.

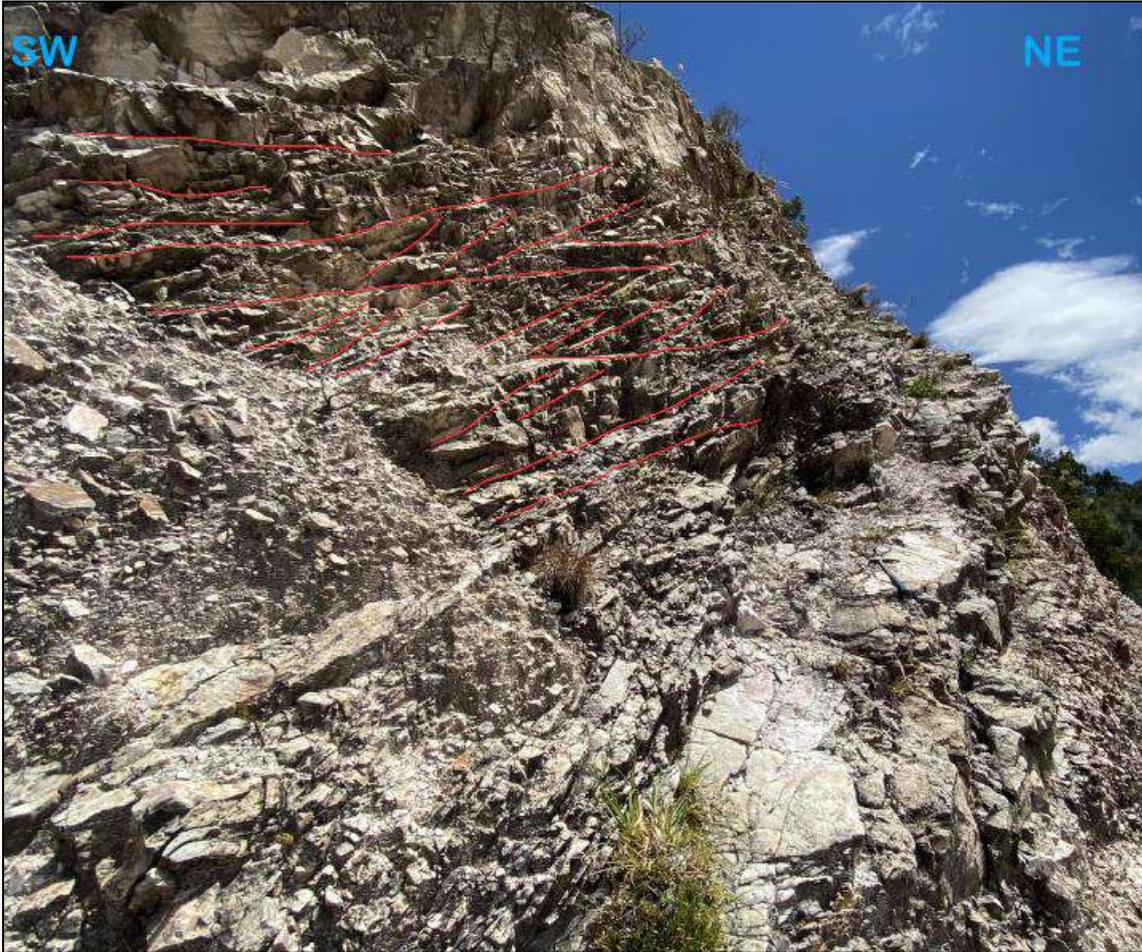


Figura 48. Se observan una familia de diaclasas conjugadas, se encuentran paralelas entre sí, pero siendo afectadas por una familia semi perpendicular a ella. Explicando el fuerte fracturamiento que experimentó la Formación Carhuaz. Coordenadas 810512-E, 9194280-N.

3.4.3.1.5. Formación Farrat (Ki- f)

Se observa al NW de la ciudad de la zona de investigación y está constituida por estratos delgados de areniscas cuarzosas blanquecinas de grano medio a grueso, con intercalación de capas de arcillitas y limolitas grisáceas, se evidencia una coloración ferruginosa moderada por efecto de la meteorización y presenta estratificación cruzada. Esta Formación se presenta en la zona de laderas, al Oeste de la ciudad en el centro poblado de Gregorio Pita. Hablamos de esta Formación una regresión marina proceso de Levantamiento en la edad anterior al Albiano y posterior al Hauteriviano.

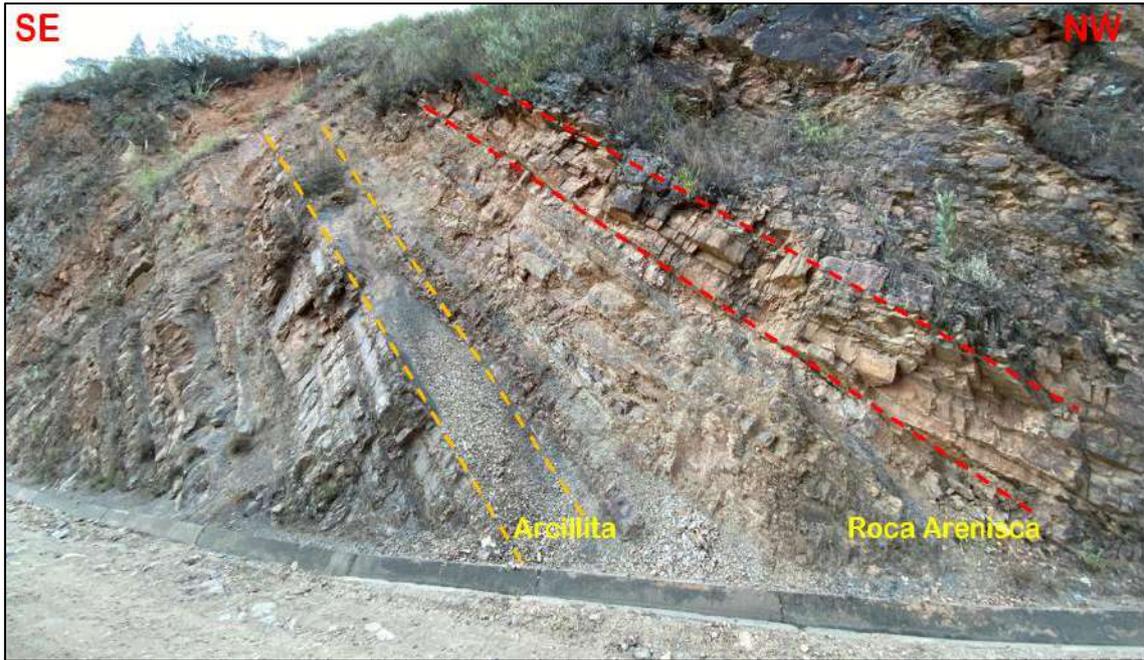


Figura 49. Afloramiento con presencia de areniscas cuarzosas con intercalación de arcillitas y situado al SW del río Muyoc, se comporta estructuralmente altamente fracturada.

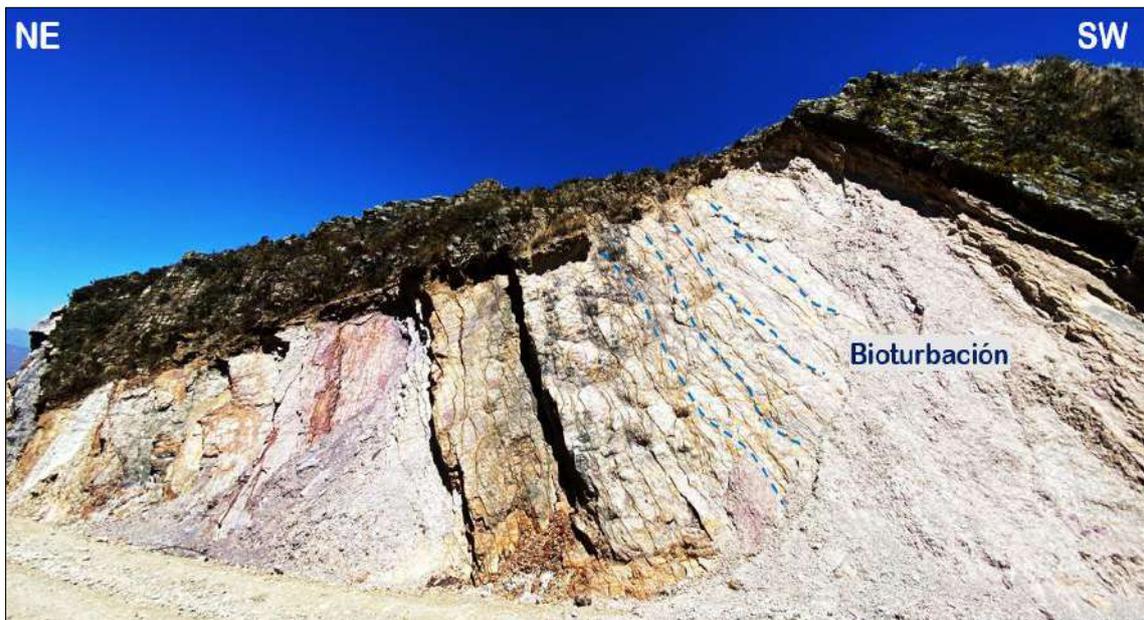


Figura 50. Evidencia de una intensa bioturbación y presencia de ignitas por las huellas de la actividad de seres vivos sobre los sedimentos no consolidados, se pueden notar depresiones al peso de algún ser vivo sobre la roca limo arcillita, dejando este tipo de evidencias en las rocas. Coordenadas 811510-E, 9202309-N.



Figura 51. Se observa meteorización física del tipo termoclastia, por lo notorio que es fragmentación mecánica que es el resultado de los cambios bruscos de temperatura en la zona de estudio generando cambios en el volumen de los materiales y cada mineral que forma la roca sufriendo dilaciones y contracciones logrando la ruptura de la roca arenisca como se nota en la foto. Coordenadas 813516-E, 9194203-N.

3.4.3.1.6. Formación Inca (Ki- in)

Suprayace concordantemente a los afloramientos de la Formación Farrat y está compuesta por areniscas calcáreas, arcillitas ferruginosas, que por alteración fisicoquímica presenta coloraciones rojizas a anaranjadas. Este tipo de Formación se presenta al NW de la ciudad de San Marcos.



Figura 52. Se observa en afloramiento las areniscas calcáreas con intercalaciones de arcillitas ferruginosas y limonita. Con una coloración rojiza característico de la dicha Formación.

La fuerte coloración rojiza que predominando en dicha Formación es a causa del intemperismo lo cual genera oxidación de los minerales ferruginosos.

El ambiente de depositación está caracterizado por un mar de poca profundidad con corrientes turbulentas y bien oxigenado. El espesor la Formación varía entre los 100 m. y 150 m.

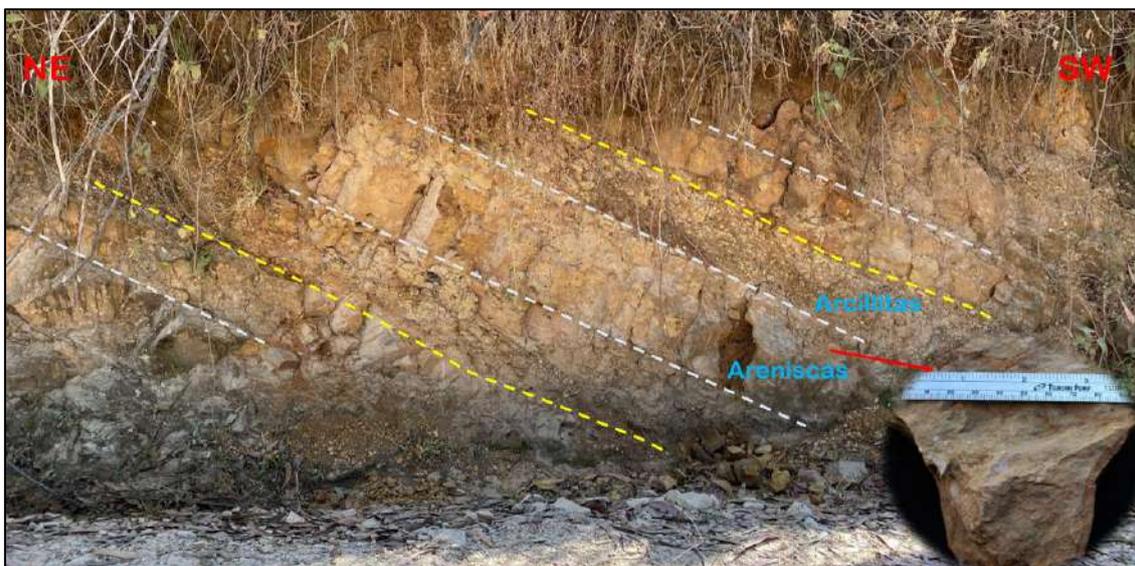


Figura 53. Intercalación de areniscas con arcillitas es notorio los estratos moderadamente gruesos los cuales se encuentran fracturados.

3.4.3.2. Grupo Crisnejas

3.4.3.2.1. Formación Chúlec (Ki- chu)

Los afloramientos de la Formación Chúlec se evidencia al NW en la zona de estudio litológicamente está conformada de estratos delgados a gruesos de calizas arenosas con intercalación de arcillitas calcáreas y margas.



Figura 54. Contacto de la Formación Inca y Chúlec se diferencia por el cambio de litología y geomorfología. Coordenadas 808530-E, 9195042-N.

En la Formación Chúlec Predomina la erosión y meteorización química en las rocas calizas, permitiendo la descarbonatización, como se evidencia y hacen notorio el color blanquecino y amarillo terroso en las calizas margosas.

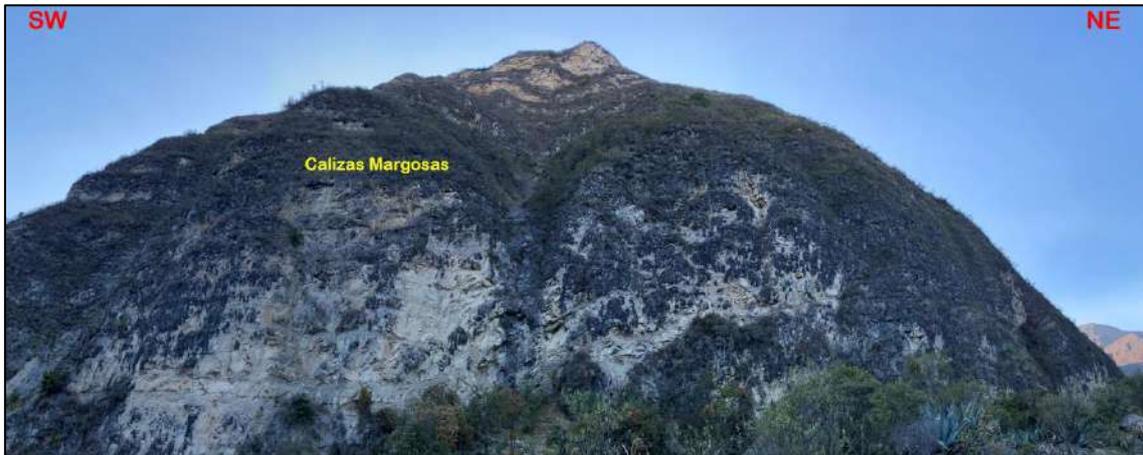


Figura 55 Afloramiento de calizas margosas identificadas por su coloración blanquecina debido a que presentan un alto contenido de arcillas y estas son vulnerables a la erosión y meteorización.



Figura 56. Estratos de la Formación Chúlec, obsérvese la alternancia litológica entre Calizas arenosas con intercalación de arcillitas con una estratificación delgada y se notan que presenta un fracturamiento moderado, en el tope están cubiertas por suelo. Coordenadas 811296-E, 9197489-N.

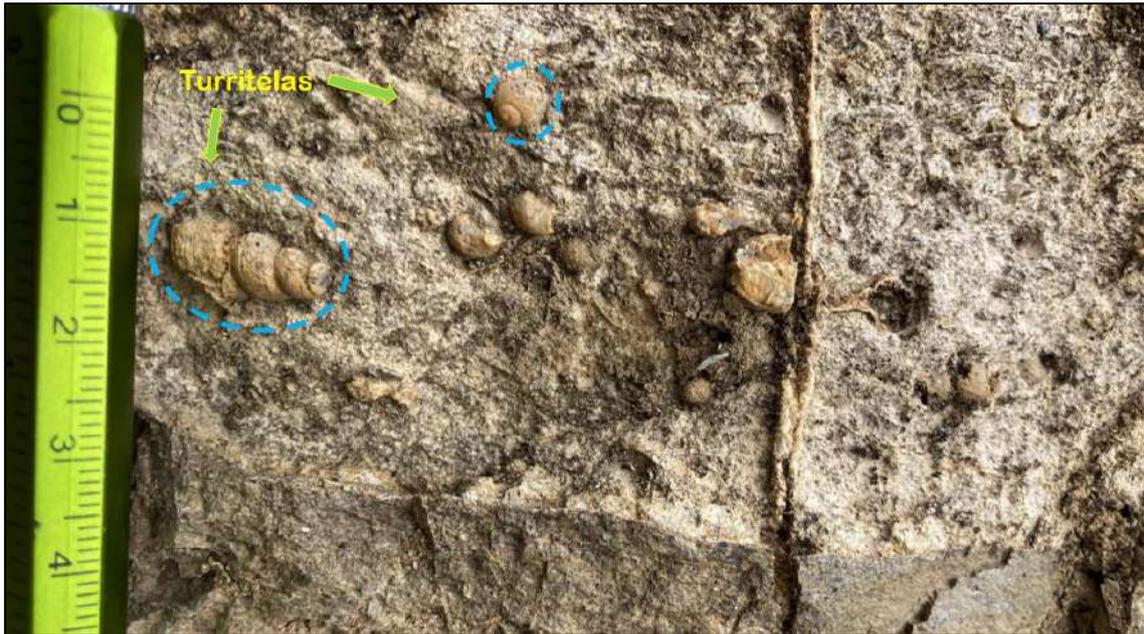


Figura 57. Se observa una biozona de Gasterópodos del género *Turritella*, en estrato de caliza con enrollamiento conspiral, presentando espiras abombadas y separadas por suturas, se puede observar que en la parte media del fósil esta es más abultada. Fósil característico de la Formación Chúlec.

3.4.3.2.2. Formación Pariatambo (Ki- pa)

Se evidencia al NW de la zona de estudio consiste en una alternancia de calizas nodulares con intercalación de lechos delgados de arcillitas; la característica importante de esta Formación que las calizas al momento de ser fracturas presentan un olor fetito, los estratos de calizas presentan espesores de hasta 10 a 15 cm.

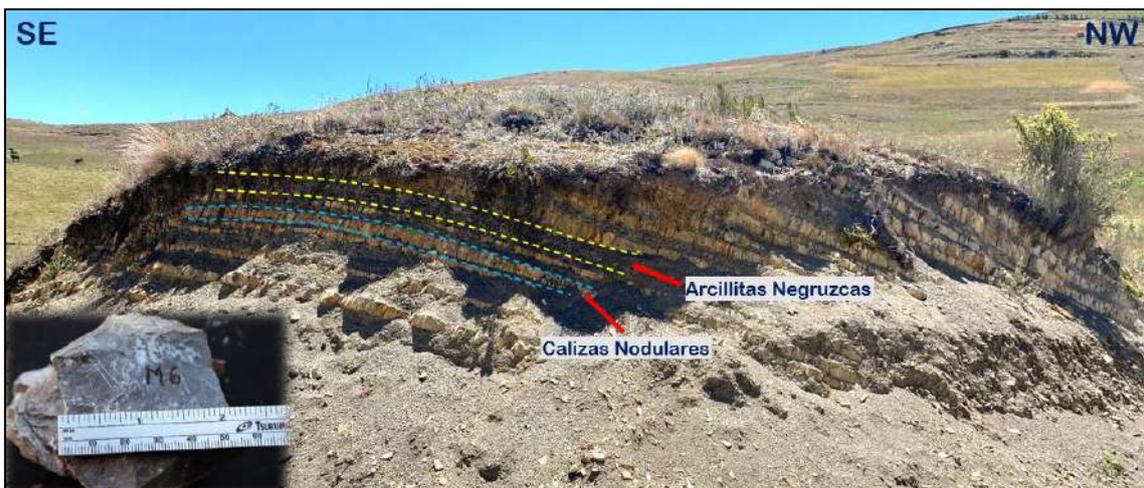


Figura 58. Calizas nodulares intercaladas con arcillitas negruzcas, tiene una estratificación rítmica se notan en un afloramiento pequeño, se encuentran estas moderadamente fracturadas. Coordenadas 812519-E, 203136-N.



Figura 59. Al fracturar la roca hay evidencia de óxido de manganeso o conocido como pirolusita, su coloración es negruzca generalmente se presenta con formas arbóreas.

3.4.3.3. Grupo Pulluicana

3.4.3.3.1. Formación Yumagual (Ks- yu)

Esta Formación se evidencia al NW de la zona de estudio litológicamente consiste en una secuencia de calizas gris parduscas de grano fino en bancos delgados moderadamente uniformes con intercalación de arcillitas y margas.



Figura 60. Formación Yumagual con estratos delgados de calizas arenosas intercalada con arcillitas se observan moderadamente meteorizadas dando resultado a una coloración amarillenta terrosa, se evidencia un alto contenido de carbonato de calcio, indicando un origen marino de profundidad mediana.

En algunos horizontes se presentan estratos delgados de calizas micriticas, con venillas de calcita. Presentando un espesor aproximado de 200 m.



Figura 61. Se diferencia en esta Formación una alternancia de calizas nodulares fosilíferas con estratos delgados y la intercalación de margas de color amarillento claro y gris. también se observa formando nodulaciones calcáreas. Por efectos de la meteorización pasa a un color amarillento. Coordenadas. 812639-E, 9196242-N.

3.4.3.3.2. Formación Cajabamba (Nm- cj)

La Formación Cajabamba infrayace a la Formación Condebamba con discordancia erosional subparalela; es de origen lacustre y presenta una secuencia de arcillitas, lodolitas y areniscas de color blanco-amarillento. En el tramo de la carretera de la ciudad de San Marcos se observa claramente la estratificación de la Formación y sus características.



Figura 62. Afloramiento de la Formación Cajabamba en el corte de carretera su litología característica que presenta es las areniscas blanquecinas, lodolitas y arcillitas.

3.4.3.3.3. Formación Condebamba (Np- co)

La Formación Condebamba aflora extensamente al SE de la zona de estudio yaciendo con leve discordancia sobre la Formación Cajabamba. Litológicamente consiste en intercalaciones de areniscas gruesas, arcillas rojizas y conglomerado fino. Hacia arriba, está formado exclusivamente por un conglomerado grueso con elementos redondeados y subredondeados.



Figura 63. Litología de la Formación Condebamba se evidencia el conglomerado (a) y la arenisca de grano medio a grueso (b) con presencia de alteración por la coloración anaranjada que presenta.

3.4.3.4. Depósitos Cuaternarios

3.4.3.4.1. Depósitos Fluviales (Q- fl)

Están relacionados con todos los sedimentos que han sido trasladado de distancias considerables conformado por cantos rodados a subredondeados, alargados y con presencia de imbricaciones, en una matriz arenosa y arcillosa según las consideraciones hidrológicas y de transporte.

Estos tipos de depósitos se ha podido observar en las terrazas adyacentes al río Muyoc.



Figura 64. Margen del río Muyoc, donde se observa los cantos rodados con una composición de gravas, arenas, limos y arcillas.

3.4.3.4.2. Depósitos Aluviales (Q- al)

Este tipo de depósito se forma a partir del sistema fluvial de los diferentes clastos que han sido transportados, para depositarse se pueden evidenciar en las terrazas y llanuras. Cuya composición es entre cantos, gravas, arenas, limos y arcillas. Constituyen los relieves llanos.



Figura 65. Se evidencia el depósito aluvial, constituida por grava, arenas, limos y arcillas. Esto varía en función al transporte de los sedimentos en ciertas zonas de la parte estudiada podemos evidencias mayor cantidad de arenas.

3.4.3.4.3. Depósitos Coluviales (Q – co)

Este tipo de depósitos se ubica en la base de las laderas de la zona de estudio, presentan una mezcla caótica de fragmentos angulosos o subangulosos, con limos y arcillas, los materiales presentan meteorización. Estos depósitos son el resultado del transporte por la fuerza de gravedad de las partes altas, por esa causa no se observa estratificación o sedimentación homogénea.



Figura 66. Deposito coluvial al SE del río Muyoc, en la parte inferior del cerro Tacsquilla; lo conforma gravas, arenas, limos y arcillas con coloración rojiza por la mezcla de estos sedimentos.

3.4.4. Procesos de sedimentación:

Las formaciones geológicas identificadas corresponden a facies sedimentarias de plataforma, en particular, para el Grupo Goyllarisquizga se indica que los medios de depósito evolucionan al tope de la secuencia de marino somero hasta parálica o fluvial, siendo la alimentación de origen septentrional y durante el intervalo de tiempo que va del Valanginiense Inferior al Aptiense Terminal, la margen occidental peruana que enmarca a este grupo estratigráfico recibió depósitos silicoclásticos de tipo deltaico de proveniencia oriental, este arribo de importantes aportes silicoclásticos (Jacay, 2005) terminando con un episodio de emersión y erosión, la depositación sería como la Formación Chimú, la que presenta alternancias de areniscas cuarzosas y arcillitas, de grano fino conformados por areniscas intercaladas con lutitas que hacia el techo pasan a areniscas cuarzosas blancas de la Formación Carhuaz; sobreyaciendo concordantemente, además, se tienen cuarcitas y areniscas blancas de la Formación Chimú. Del mismo modo, sobreyaciendo concordantemente al Grupo Goyllarisquizga, se presentan series sedimentarias de edad como la Formación Inca, conformada por areniscas calcáreas, lutitas ferruginosas, y niveles de cuarcitas amarillentas; le siguen calizas arenosas, lutitas calcáreas, margas crema amarillentas a gris parduzcas de la Formación Chúlec para luego encontrar calizas negras bituminosas con nódulos silíceos de la Formación Pariatambo (Muñoz, 2020).

3.4.4.1. Cuenca de formación

Para la depositación de los sedimentos que pasaron a formar el Grupo Goyllarisquizga que engloba gran parte del estudio actual, se debió contar con una cuenca que pasó por etapas de transgresión y regresión, se le atribuye a esta cuenca un ambiente oscilante de margen continental, es por ello que se tiene la alternancia entre areniscas, areniscas cuarzosas, entre blancas y oscuras, con variabilidad en el grano y porosidad, lodolitas, arcillitas, calizas margosas, calizas nodulares y areniscas carbonatadas como la que se ubica en la Formación Santa y Carhuaz. Según (reyes 1980, boletín 31) una de las evidencias que la cuenca sedimentaria tenía una tendencia cóncava es el tipo de material identificado hacia el sur del grupo Goyllarisquizga materiales carbonatados en mayor intensidad y hacia el norte, la depositación se limita a arcillitas y areniscas grises, lo cual nos estaría indicando el margen o borde de la

cuenca, es por lo que el proceso de arrastre y profundidad influye en la característica litológica. Es importante mencionar que el tectonismo estuvo presente a lo largo del tiempo y el proceso sedimentario, uno de los factores que podemos rescatar para esta interpretación de los estratos en los contactos entre las diferentes formaciones.

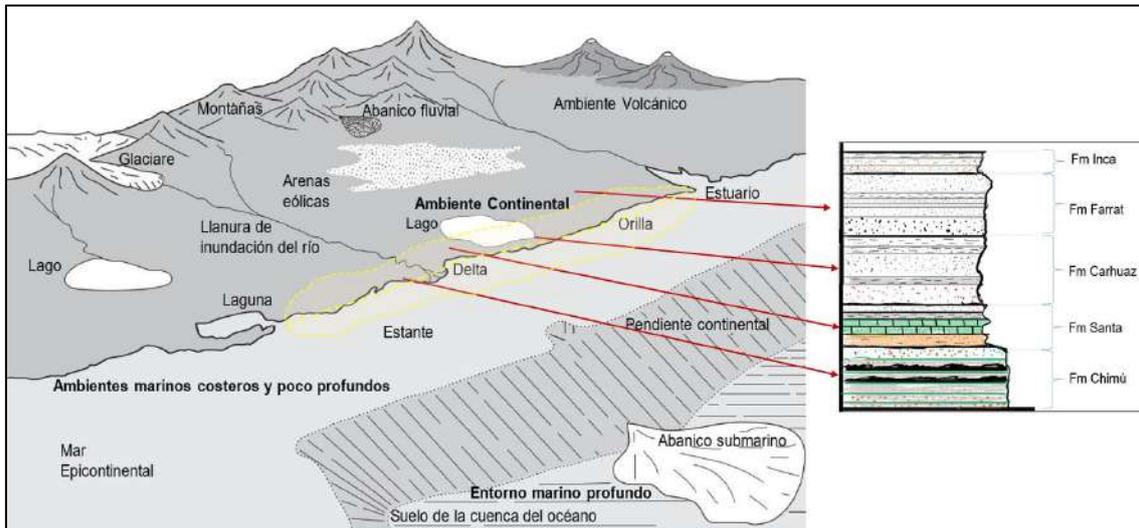


Figura 67. Ambientes de Formación del Grupo Goyllarisquizga, basada en Jacay 2005.



Figura 68. Contacto entre la Formación Carhuaz y Farrat, nótese el cambio litológico bastante diferenciado que nos indica el cambio del ambiente marino.

Parte de la identificación de una cuenca oscilante también tenemos a la estratificación cruzada, las facies de sedimentación y origen de los sedimentos están identificados por la variación de la litología en estratos delgados, lo que nos muestra eventos distintos en una misma cuenca. Asimismo, la bioturbación nos acerca a un ambiente de depositación con restos vegetales, como lo identificado en las Formaciones Carhuaz, Farrat y Santa, la mayor evidencia de restos de materiales leñosos y tallos se identifica en la Formación Carhuaz.



Figura 69. Vista de los restos vegetales fosilizados.

Indudablemente en la Formación Chimú tenemos los rasgos de una cuenca que en el tiempo soportó un lecho lacustre en elevaciones favorables para el desarrollo de vegetación abundante, y luego por los procesos tectónicos pasó a ser una zona con espacio para deposición de nuevos sedimentos que cubrieron con arenas con alto contenido de cuarzo, como lo indica (Jacay, 2017). Para la formación de los carbones la cuenca receptora debió estar formada por un espacio de aguas tranquilas y poco profundas, el ambiente de la cuenca corresponde al tipo sobre la que se desarrolló la Formación Chimú, la que dentro del Grupo Goyllarisquizga se encontró los mantos de carbón, se nota que el contacto litológico claramente notable, son facies de transición, es decir, encontramos el manto de carbón cubierto por las areniscas sin evidencia de turbulencia lo cual nos indica que la generación de turba se dio en un ambiente

bastante tranquilo, luego las arenas fueron depositadas en corrientes de baja pendiente, para formar una diferenciación de contacto estable.



Figura 70. Contacto del manto de carbón con el estrato de areniscas encajonante, se diferencia claramente el cambio litológico.

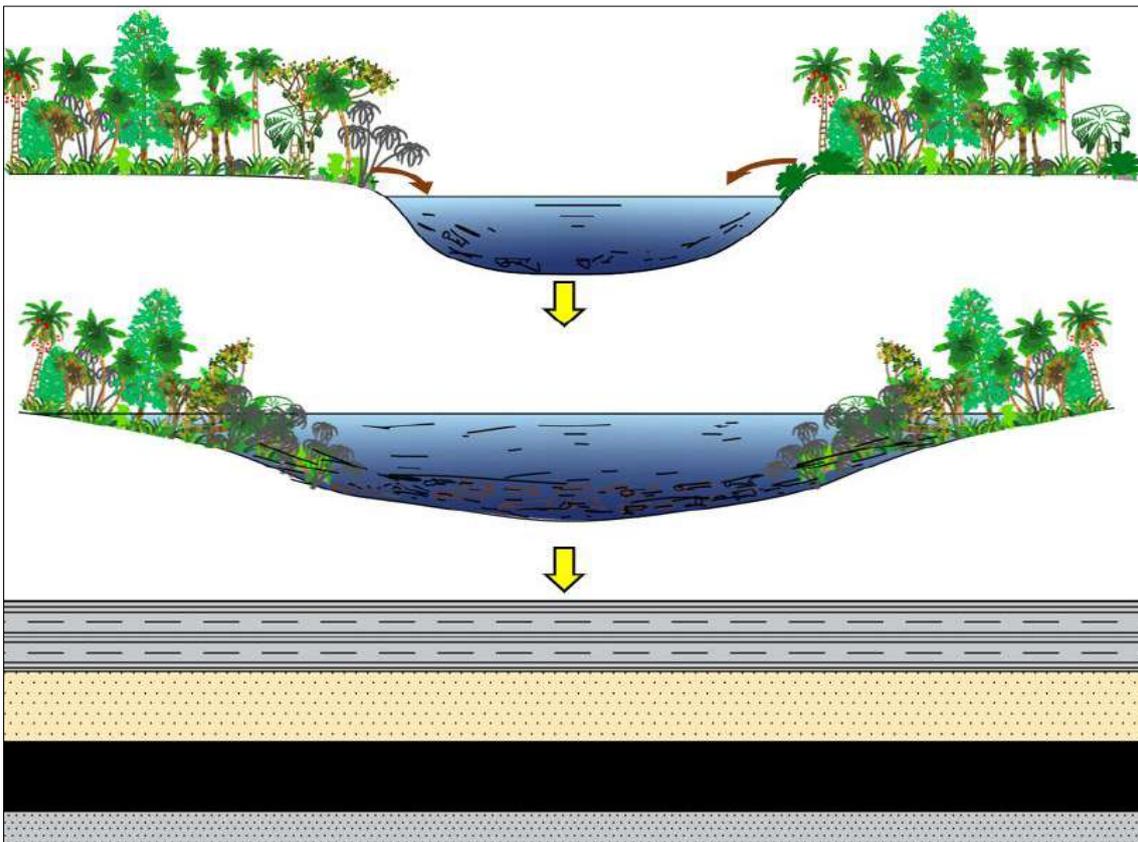


Figura 71. Los procesos de formación de carbón y sedimentación están asociados a la abundante vegetación que cuando la cuenca cambia se genera una inundación, destrucción vegetal y finalmente pasó a formar una cuenta receptora que fue cubierta por sedimentos que ahora los encontramos en la Formación Chimú como areniscas cuarzosas. (Fuente: propia)

En los bordes de cuenca se evidencia los depósitos intercalados por la combinación de los sedimentos con la vegetación, lo cual generó la incrustación de arenas entre la turba generando bandeamiento lineal en la litificación. Las turberas fueron depresiones existentes en regiones de pluviosidad alta y temperaturas medias, la vegetación se acumula en el agua formando lagunas permanentes de escaso fondo, en las que se desarrolló una vegetación especial de plantas herbáceas, que, al acumularse en el fondo, dieron lugar a la formación de masas vegetales en descomposición, para dar como resultado la formación de una masa que fue cubierta con la continuidad del ciclo sedimentario, a medida que se realiza el proceso general de subsidencia o hundimiento de la cuenca de sedimentación, con depósitos de limos, posteriormente transformados en areniscas y limolitas.

Los sedimentos fueron ocupando espacio sobre la turba y posteriormente en el proceso del tectonismo se ha generado el plegamiento de los estratos, es en esta etapa que se añade presión y temperatura lo que ayudó para la compactación y liberación de humedad, en algunos casos se generó contaminación o ingreso de arcillitas, y clastos, Figura 72 y 72.



Figura 72. Encontramos la contaminación de la turba con materiales detríticos en el proceso de sedimentación



Figura 73. Contaminación de las capas de turba por ingreso de arcillas transportadas, así mismo la precipitación química en manera de óxidos.

3.5. Marco Tectónico

En la zona de estudio, el entorno geológico y estructural del área de investigación se encuentran distintas estructuras y deformaciones debido a la tectónica que influyó. El segundo movimiento del Ciclo Andino es el principal dentro del área de estudio. Ya que este ciclo se caracteriza por ser de compresión, originado por fuerzas del SW, las cuales empujaron al prisma sedimentario hacia el NE, evidencia de ello son las fallas y el intenso plegamiento que tienen orientación andina (NW-SE) la cual se extiende desde el Jurásico hasta el Cretácico Inferior, siendo esta fase la que genero un cambio en el régimen extensional ocasionando plegamientos en las Formaciones geológicas, y en las rocas diversos cambios de facies que coinciden con la tectónica y se evidencian en toda el área de investigación.

El ciclo Andino comprende varias fases de sedimentación y etapas de deformación, una de ellas es la Fase Peruana, la cual ocurrió durante el Cretácico superior y el Paleoceno, la cual predomino en el área estudiada; en

particular en esta fase ocurren eventos de deformación por efecto de la compresión, originando amplias zonas de debilidad por el intenso fracturamiento. Lo cual se caracteriza por numerosos cambios de régimen tectónico. donde la existencia de estructuras por deformación es atribuida a la acción de esfuerzos que actuaron sobre el afloramiento y se caracteriza una deformación dúctil y dúctil a frágil, este tipo de eventos se evidencian en los micro plegamientos, micro fallas que están asociados a las rocas arcillitas, areniscas cuarzosas.

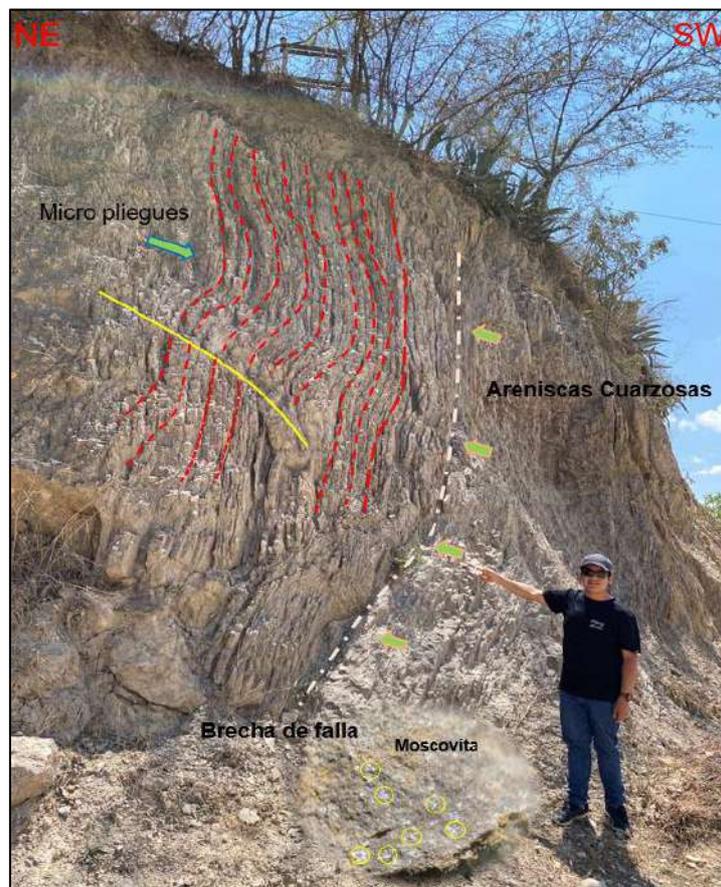


Figura 74. muestra las características propias del tectonismo donde se evidencia la flexión de capas y estas pasan a ser plegadas y la charnela de estos micropliegues se encuentra fracturada.

Se puede evidenciar un régimen compresivo relacionado a la generación de fallas y micropliegues, presenta orientaciones definidas respecto al campo de esfuerzos dominantes, donde los micropliegues presentan fracturamiento en la inclinación del plano axial; con vergencia SE. Para constatar se puede evidenciar a partir de indicadores cinemáticos como, estrías de falla, grietas tensionales, fracturas tipo Riedel y los diferentes plegamientos que se encuentran en el afloramiento. Coordenadas 813717-E, 9187970-N.

Reconociendo que en el proceso de la formación de fallas a lo largo de la zona de estudio indica que la rotura no se produce instantáneamente, si no que se forma una flexión hasta que el material llegue a su máximo estado de resistencia y luego la rotura. En la zona de estudio es la evidencia donde encontramos micro fallas y micro plegamientos los cuales se formaron al producirse el fallamiento.

3.6. Marco Estructural

La geología estructural del área de investigación es bastante compleja, debido a la confluencia de fallas regionales como la falla normal, dextral y sinistral. Las estructuras más importantes son el anticlinal regional y local y sinclinales locales, los cuales constituyen los elementos estructurales que están afectando todas las formaciones geológicas en la zona de Gregorio Pita y Pedro Gálvez.

Las estructuras se describen a continuación y se observan en los Planos Geológicos-Estructurales (Anexo IV y VII).

3.6.1. Pliegues

Los pliegues están asociados a la deformación regional reconocida en el área de investigación, esa notable que tienen dirección de rumbo Andino NW-SE, con presencia de plegamientos secundarios con dirección SW-NE y NW-SE de menor longitud, los pliegues con amplia extensión se evidencian formando parte de la Formación Chimú y estos presentan flancos notables y amplios.

3.6.2. Anticlinal Regional

La estructura más importante a nivel de plegamiento es el anticlinal; en el caso de este estudio se llama Gregorio Pita, el cual se ubica al NW-SE de la zona de estudio en el Caserío las Ocas. El cual genero la deformación de los estratos de la Formación Chimú y de ciertas formaciones del Grupo Goyllarisquizga.

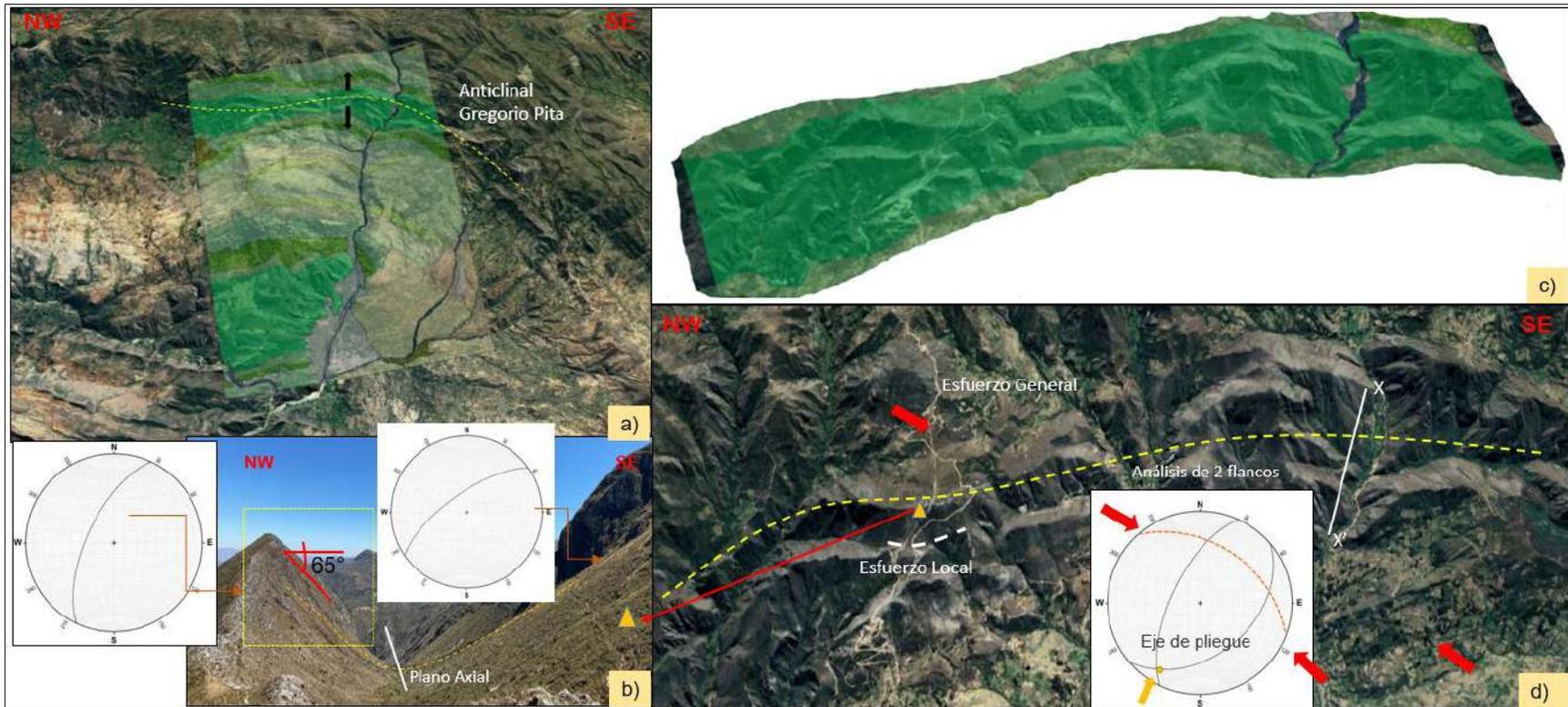


Figura 75. La imagen (a) muestra el anticlinal en la Formación Chimú formado en rocas areniscas, limolitas, arcillitas y en los mantos de carbón, este anticlinal tiene una distancia de 25 km; para el estudio se analizó 10 km como se muestra en la imagen (parte c); a la vez este lo conforma anticlinales y sinclinales locales. Tiene una inmersión de 16° hacia el sur lo cual indica un buzamiento moderado según la clasificación que indica la tabla 1 y con respecto al buzamiento e la superficie axial según tabla 2; con el análisis del estereograma; se trata de un pliegue fuertemente inclinado (punto de color amarillo en la imagen d) y presenta una vergencia al SE, lo relevante es la ubicación de la charnela al NE del pliegue (X-X'), a la margen izquierda del río Muyoc.

La compresión mostrada (parte b), es un sinclinal generado por esfuerzos locales el cual está asociado al anticlinal Gregorio Pita, se trata de un pliegue cerrado y al evidenciar que el plano axial en dos mitades claramente simétricas. Coordenadas 810635-E, 9200470-N.

3.6.3. Anticlinal Local

El anticlinal se encuentra al SW de la zona de estudio, el flanco derecho buza hacia el SE y el flanco izquierdo buza hacia el NW; se encuentra en rocas areniscas cuarzosas, arcillitas, con intercalación de limolitas de la Formación Farrat y se observan bloques fallados.



Figura 76. Anticlinal local con vista NE – SW dentro la Formación Farrat con presencia de zona de rotura indicando rotura frágil.

Vista del anticlinal local con dirección de NE- SW donde se observa las estructuras (fallas inversas resultado de las fuerzas compresivas que actuaron por acción de tectonismo), las cuales afectan a las rocas areniscas y arcillitas de la Formación Farrat, según la representación de los datos de campo en la red estereográfica, se puede concluir que el flanco SW tiene mayor esfuerzo de compresión; según la inmersión se trata de un anticlinal no buzante y fuertemente inclinado.

3.6.4. Fallas

Los eventos orogénicos del área del proyecto corresponden al movimiento del Ciclo Andino lo cual produjo fuerzas distensivas y de cizalladura, que dieron paso a la formación de fallas normales, inversa, de rumbo, discordancias y demás estructuras, reconociendo que la intensidad ha sido mayor en algunas zonas que en otras y se evidencian en las diversas Formaciones geológicas las cuales se detallan a continuación.

3.6.4.1. Falla Normal

Corresponde a la falla principal con movimiento normal; esta estructura es de carácter regional y muestran vergencia de deformación hacia el SW. La cual muestran una deformación intensa con los bloques movidos, evidenciando el régimen de extensión, estas fallas se encuentran cruzando toda el área de investigación y se ubican a los márgenes NE y SW del proyecto.

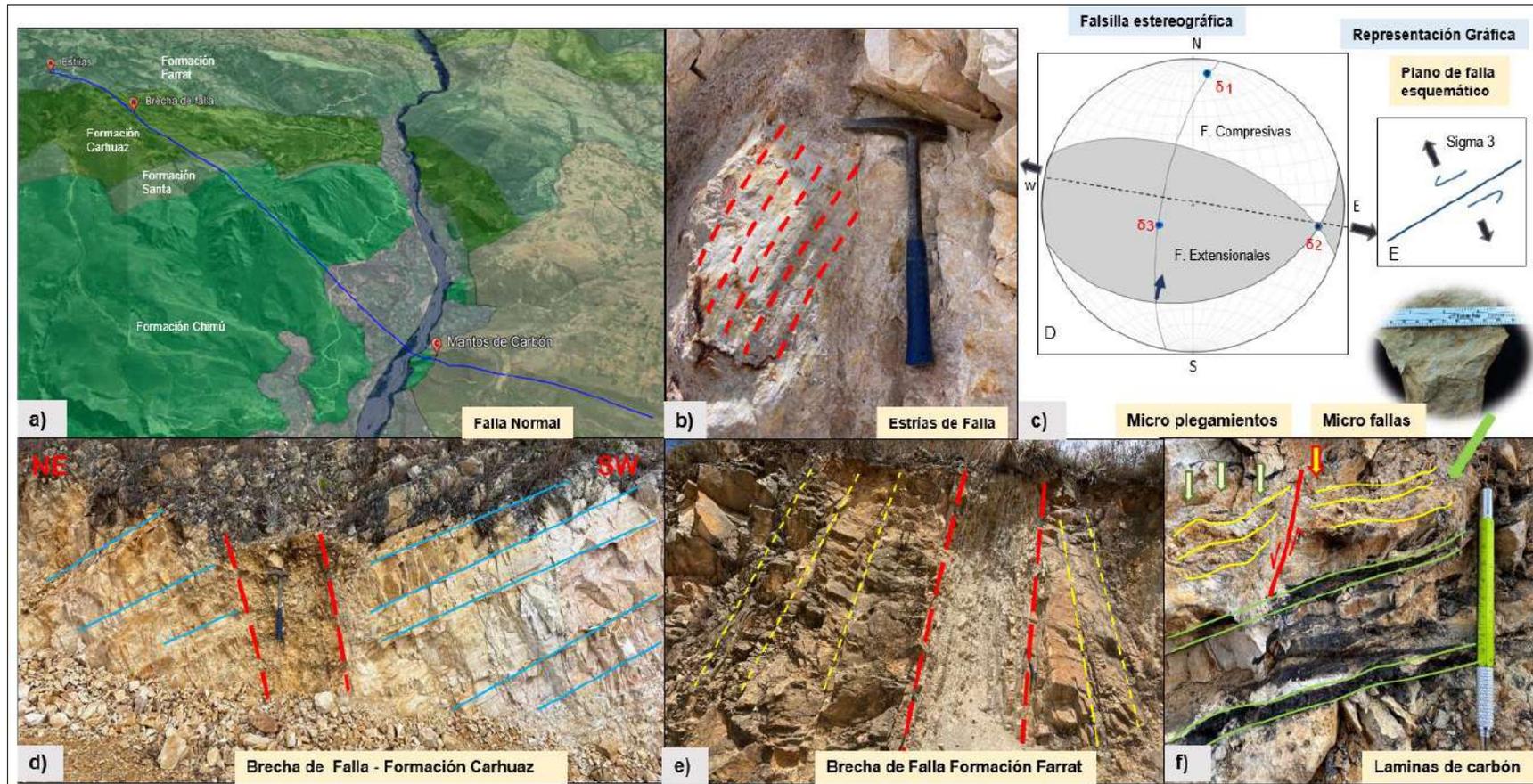


Figura 77. Caracterización estructural mediante análisis de las evidencias cinemáticas

En el esquema se puede observar la representación del estudio de campo mediante una caracterización estructural de lo evidenciado como las estrías de falla, las brechas de falla, láminas de carbón, micro plegamientos y una micro falla, (Figura 77).

(Figura 77- a): La falla normal afecta al Grupo Goyllarisquizga y a la Formación Condebamba, según las evidencias del estudio de campo parte desde la Formación Chimú donde se evidencia los mantos de carbón, y en la Formaciones Santa, Carhuaz, Farrat donde se han reconocido diferentes indicadores cinemáticos como superficies estriadas (Figura 77- b), micro fallas, fracturas de tipo Riedel, (Figura 77).

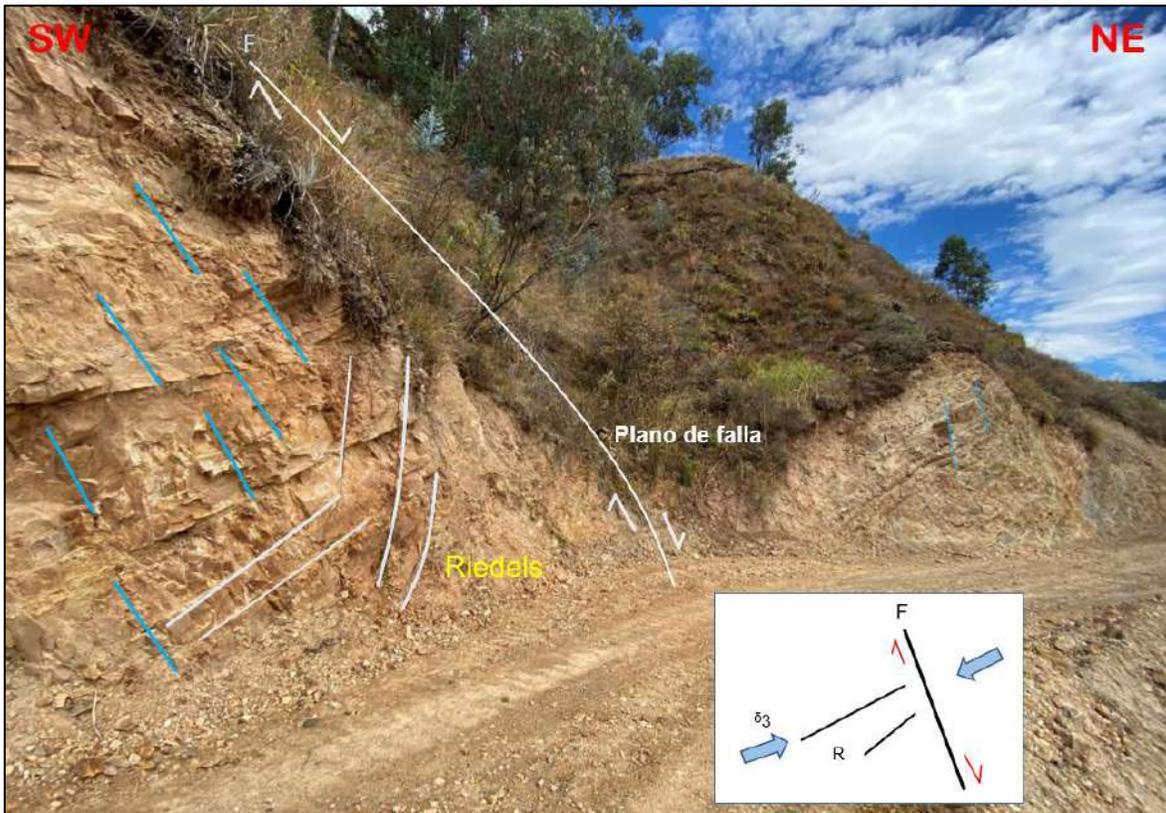


Figura 78. Se observa una falla normal dentro de la Formación Farrat, confirmado con el análisis cinemático.

Se observa el movimiento de la falla normal en el afloramiento de la Formación Carhuaz, el bloque piso al NE y el bloque techo al SW donde se distingue el plano de falla y las fracturas tipo Riedel siendo las más representativas en los esfuerzos

extensionales, la cual indica la transición de frágil a dúctil generando debilitamiento y un fracturamiento alto de las rocas arenisca y arcillitas grises.

(Figura 79- b): El afloramiento se encuentra en corte de carretera que inicia desde el Centro Poblado Condormarca la cual se dirige al Centro Poblado La Laguna. Se aprecia indicadores cinemáticos - estrías o tectoglifos de falla en la Formación Farrat indicando el sentido del movimiento, dando criterio de movimiento del bloque superior hacia el S. Los planos tienen dirección N75°E/35°SE, las estrías tienen un ángulo de 35° indicando la falla normal con superficie estriada, (Figura 78).

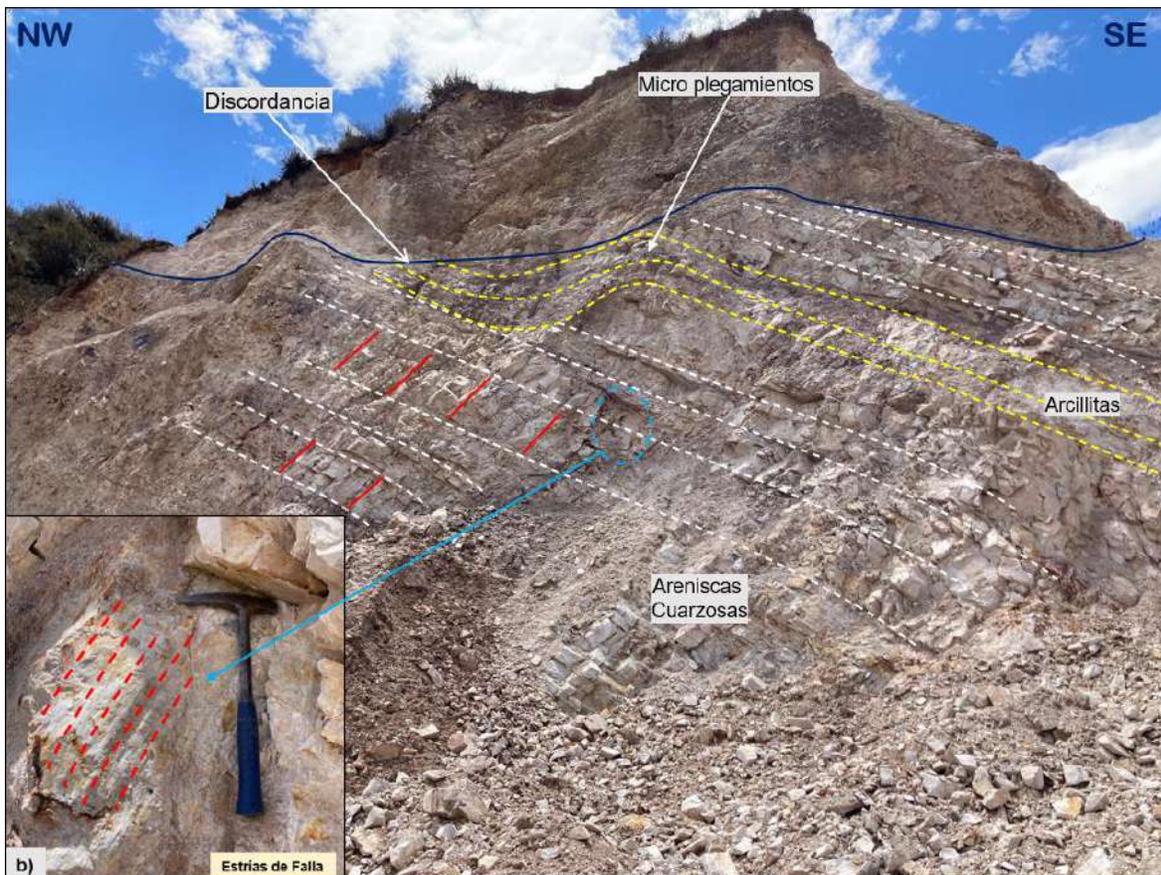


Figura 79. Estratos de areniscas con intercalación de arcillitas de la Formación Farrat, 810353-E, 9194182-N.

Se aprecia estratos de areniscas cuarzosas con intercalación de arcillitas de la Formación Farrat; donde es notorio los indicadores cinemáticos, ya que se evidencia estrías de falla, micro plegamientos, para conformidad y micro fallas, conforman un afloramiento altamente fracturado. Con respecto a las estrías y al espejo de falla

(Figura 79 - b) las líneas rojas discontinuas indican la orientación de las estrías, lo cual ayudo a evidenciar el movimiento de la falla, (Figura 80).

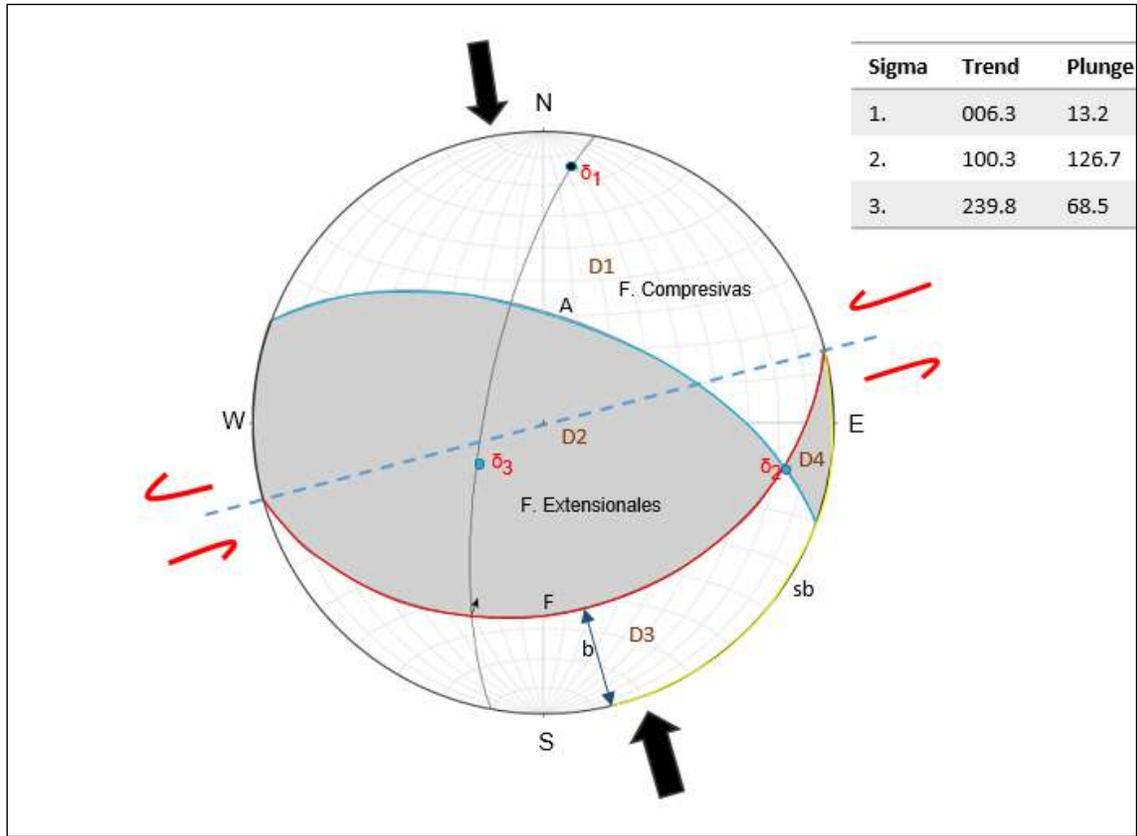


Figura 80. Parte (c): Geometría de la cinemática de desplazamiento de la falla normal

El resultado de la aplicación de este método muestra F) Planos de fallas; A) plano auxiliar perpendicular a F y a la estría (flecha) y sus componentes (diedros), mostrando la dirección y cinemática de movimientos de cada falla. Y según la determinación de esfuerzos D1, D3) compresivos. D2; D4) extensionales; sigma 1 (σ_1) de dirección NE-SW con trend/plunge de $006.3^\circ/13.2^\circ$ y sigma 3 (σ_3) de dirección SW-NE con trend/plunge de $239.8^\circ/68.5^\circ$

(figura d, e): muestra la evidencia de brechas de falla las cuales se notan como un conjunto de fragmentos de roca que se encuentra en la zona de falla. Con el nombre de milonita y harina de falla. Los tamaños de los fragmentos son heterogéneos en la parte d y e, este indicador cinemático indica la brechificación de la falla.



Figura 81. Brecha de una falla, para este caso corresponde a una falla normal, mostrada en la Formación Farrat.

La milonita se encuentra en la Formación Farrat donde se muestra la evidencia que la falla normal se formó por las fuerzas tectónicas. Presentando estas una dureza y resistencia alta contra la meteorización por eso se evidencia la coloración blanquecina; a diferencia de la roca areniscas que se encuentra meteorizada.



Figura 82. Pliegue de arrastre, asociado a la lámina de carbón y con estrecha relación a la falla, su importancia de este pliegue es que nos indica el movimiento relativo de la falla.

(Figura 77- f): se evidencian láminas de carbón, en las rocas areniscas cuarzosas de la Formación Carhuaz estas presentan indicadores cinemáticos como micro fallas y micro plegamientos los cuales son indicadores de la falla normal.

3.6.4.2. Falla de rumbo sinistral

Corresponde a una de las fallas principales transcurrentes de rumbo, esta estructura esta vista de manera regional la cual está ubicada en la parte SW de la zona estudiada y se encuentran cruzando entre las Formaciones Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat, y tiene dirección NW-SE, tiene una longitud aproximada de 5 Km, su desplazamiento sinistral tiene un buzamiento hacia SE, y una vergencia al SW; el sistema de fallas muestra estructuras transtensionales. Las cuales muestran una deformación intensa con los bloques movidos, se muestra claramente en la Formación Santa, que ha llegado a generar zonas de cizallamiento y desplazamiento de las estructuras, las cuales cruzan cierta parte de la zona de estudio.

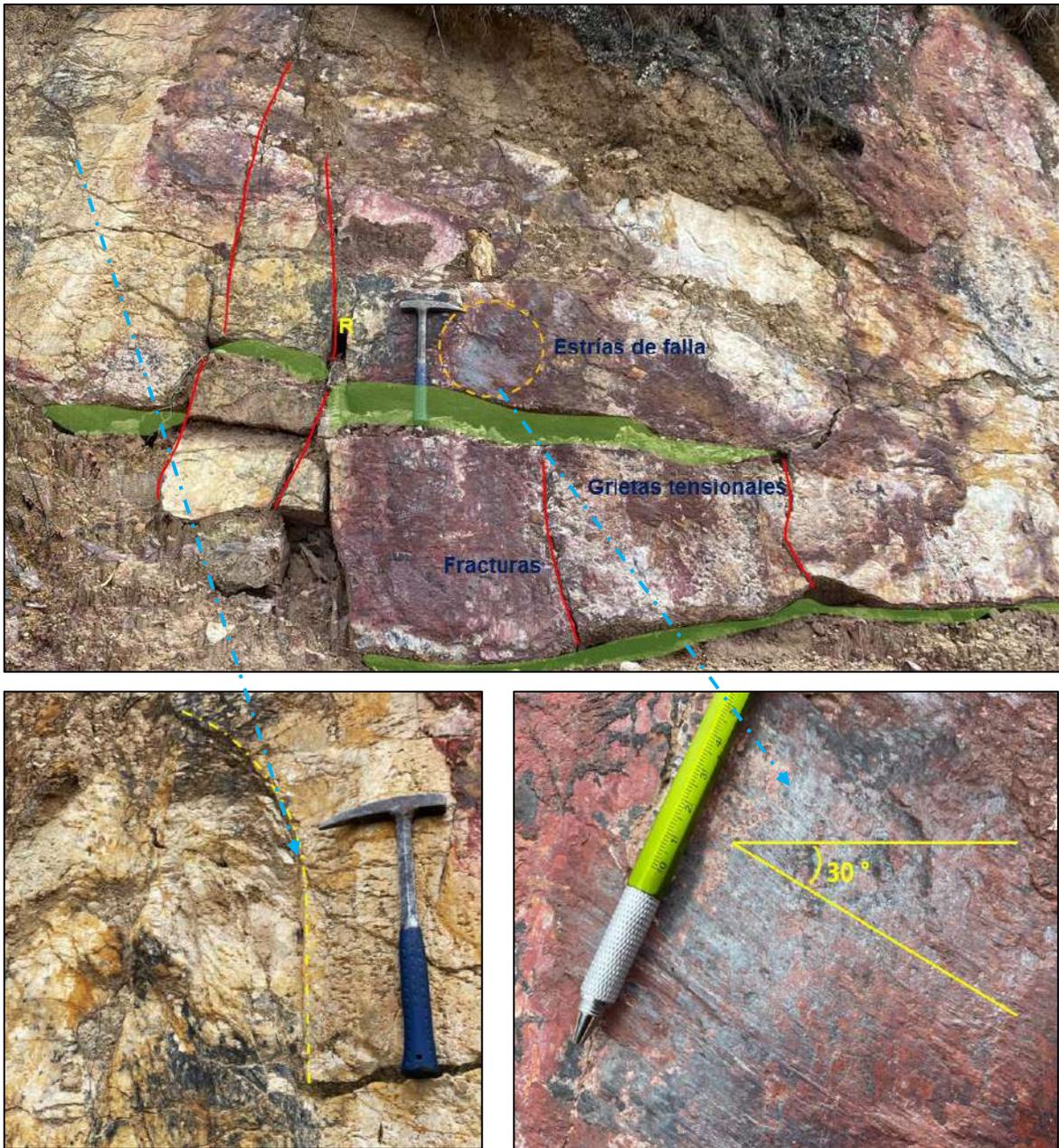


Figura 83. Observamos una superficie de cizalla extensional que exhibe fibras de recristalización. El plano de falla presenta estrías de falla con un pitch de 30° y de acuerdo con la Tabla 4, se trataría de una falla sinistral y es notorio las fracturas tipo Riedel.

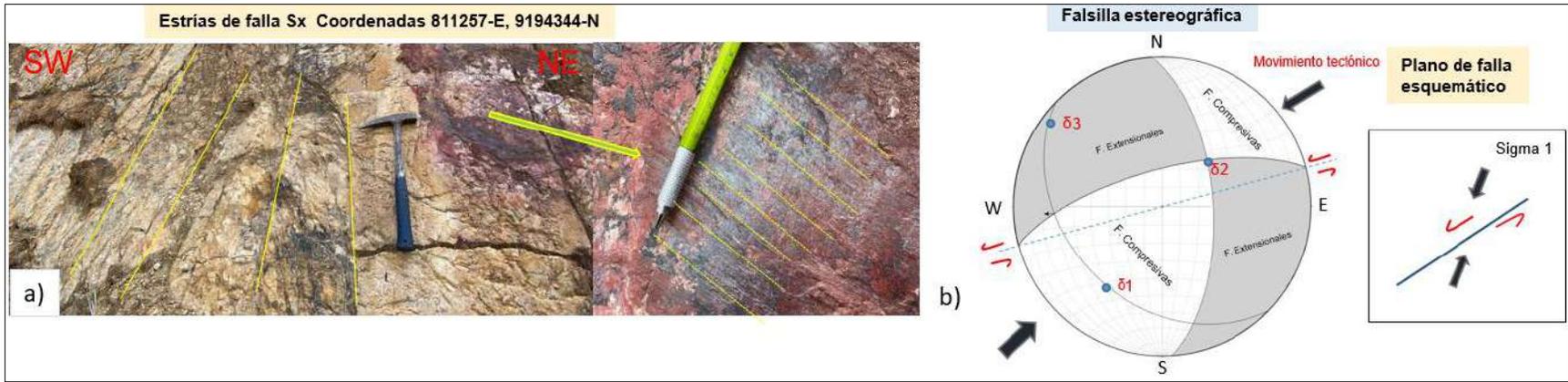


Figura 84. Análisis de los indicadores cinemáticos para una falla de rumbo sinistral en la ubicación 811257-E; 9194344-N.

Con respecto al grafico (Figura 84- a) en el plano de falla se evidencian las estrías de falla la cual constituye un indicador cinemático importante, éstas se encuentran formando parte de un afloramiento de orientación SW-NE está conformado por rocas areniscas cuarzosas y arcillitas de la Formación Farrat, las estrías presentan una pátina que las cubre, esto es debido a la meteorización. En el gráfico de la (Figura 84 - b), mediante la falsilla estereográfica se realizó una representación de la falla sinistral; donde los esfuerzos extensionales tuvieron influencia con orientación NW-SE.

Con respecto al grafico (Figura 8385), donde se representa la estereografía según el método de Diedros Rectos y FaultKin de (Allmendinger, 1990, 1991), muestra campos de extensión (Color gris) y campos de compresión (Color blanco), los cuales son causados por esfuerzos de componente extensivo vertical (σ_2) con dirección $N44.4^\circ$, componente compresivo (σ_1) con dirección $N213.4^\circ$ y componente extensivo (σ_3) con dirección $N307.1^\circ$, generando la falla sinistral con movimiento hacia el NW-SE la cual se muestra en la fecha de las estrías de color negro.

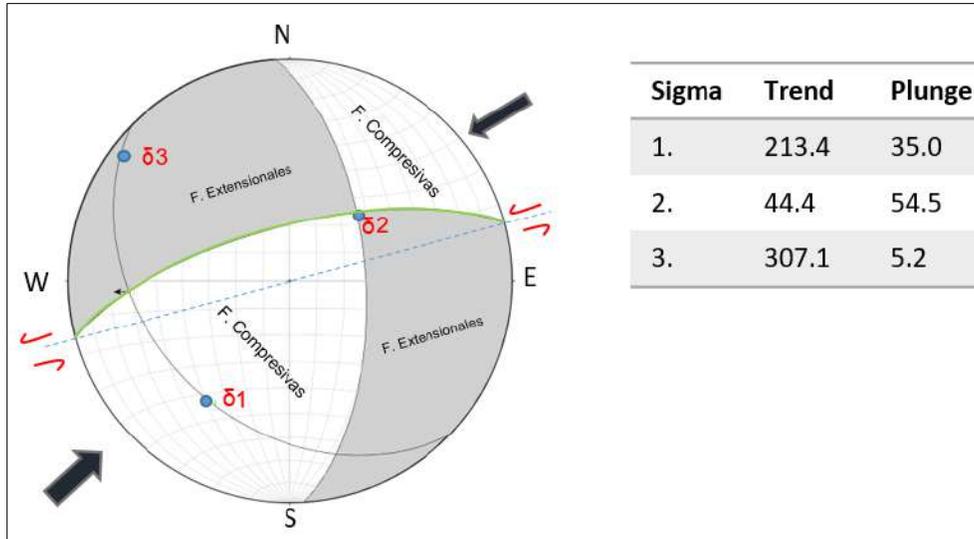


Figura 85. representa la estereografía según el método de Diedros Rectos y FaultKin.

La cizalla inducida (Figura 85) por el desplazamiento de los estratos se puede manifestar y diferenciar por la aparición de estructuras menores como una familia de pequeñas fracturas, que se forman a un ángulo de 15° respecto a ésta (fracturas R de Riedel); otra familia de sentido contrario, a unos 65° del mismo (fracturas R'); luego grietas de extensión (fracturas T) a 45° de la banda de cizalla y las estructuras más notorias son las siguientes:

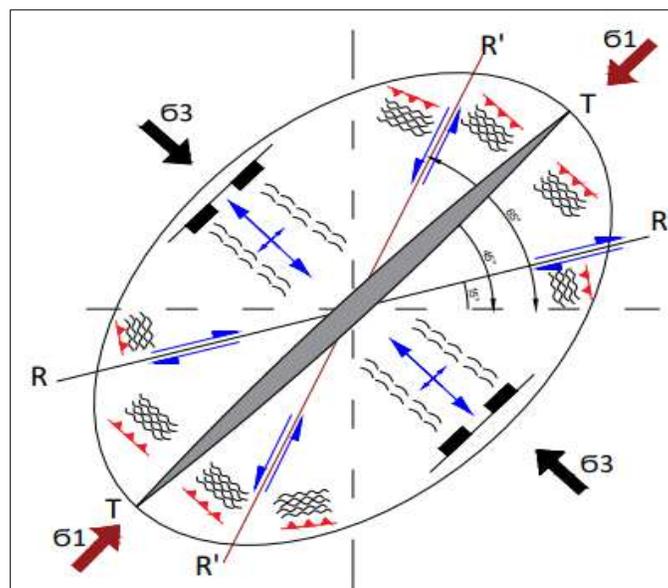


Figura 86. Aparece la familia de fracturas de cizalla R bien desarrollada identificada como la falla sinistral y, a continuación, la familia de fracturas R', se encuentra menos desarrollada, Seguidamente, se empiezan a desarrollar las micro fallas y se encontraron grietas tensionales, asimismo, se podrán observar pliegues.

Se observa el resultado de la dirección de los esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3) que dieron lugar a la formación de la falla sinistral, con orientación NE-SW dichos esfuerzos tienen como componente compresivo (σ_1) con dirección NE-SW y la componente extensiva (σ_2) de E-W, (Figura 86), componente extensivo (σ_3) con dirección NW-SE, según el teorema de Anderson los esfuerzos de carácter extensivo (σ_3) y de carácter compresivo (σ_1); tales esfuerzo generaron estructuras secundarias como fallas normales y plegamientos con orientación NW-SE, y el esfuerzo principal siendo extensional (σ_3), fallas inversas con orientación NE-SW con el esfuerzo principal compresivo (σ_1) con dirección NE-SW.

Resaltando que las rocas areniscas cuarzosas y arcillitas son frágiles a la deformación y se manifiesta en planos de rotura, respondiendo a los esfuerzos y formando una falla sinistral la cual se identificó con la representación estereográfica de los diferentes indicadores cinemáticos.

3.6.4.3. Falla de rumbo dextral

La falla de rumbo dextral tiene un impacto a nivel regional, esta estructura es visible en la parte SW de la zona estudiada y atraviesa las formaciones Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat, con una dirección NW-SE, tiene una longitud aproximada de 5.5 Km, su desplazamiento dextral tiene un buzamiento hacia SE, y una vergencia al SW. Como evidencia de la acción tectónica se observa deformación intensa con los bloques movidos.

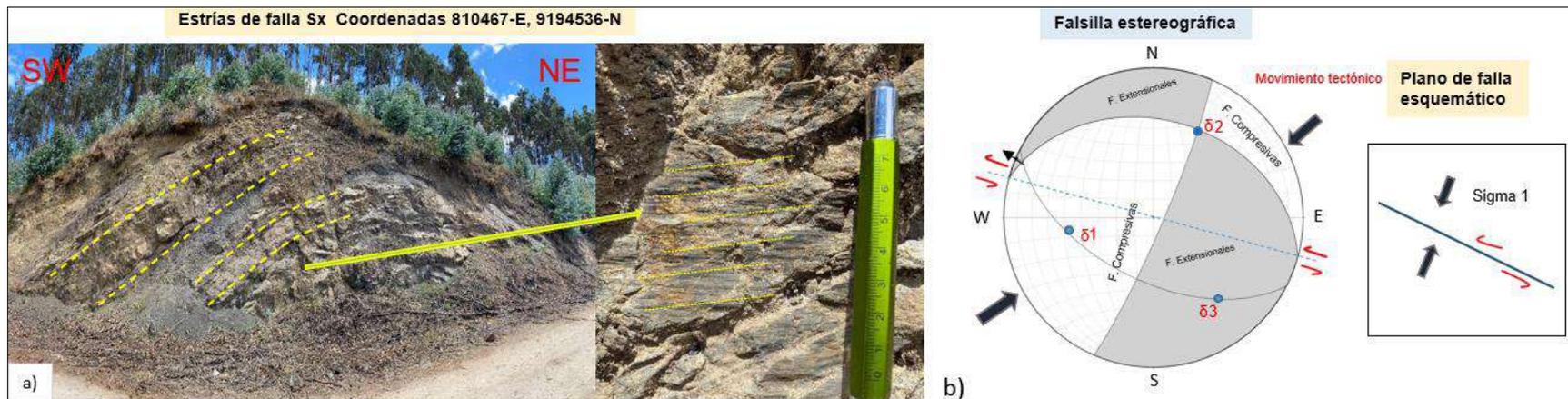


Figura 87. Esquema del análisis estructural con los indicadores cinemáticos para una falla dextral, 810467-E; 9194536-N

El esquema corresponde al análisis cinemático de las estrías de falla dextral ligeramente inclinada; en la (figura 86 – a), las estrías son un indicador cinemático del desplazamiento, claramente notable en el plano de falla, éstas se encuentran formando parte de un anticlinal local con orientación SW-NE, en la (figura 86 - b), mediante la falsilla estereográfica se realizó una representación de la falla dextral, observamos que los esfuerzos extensionales tuvieron influencia con orientación NE-SW.

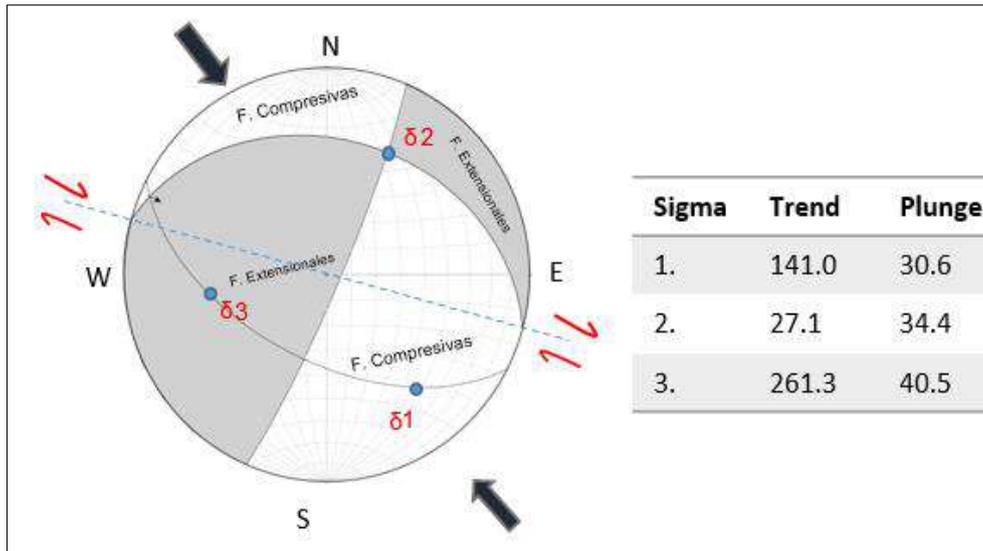


Figura 88. Representación estereográfica de los esfuerzos, en relación con la Figura 87.

En el gráfico se muestra campos de extensión (Color gris) y campos de compresión (Color blanco), causada por esfuerzos de componente extensivo (σ_2) con dirección N44.4°, componente compresivo (σ_1) con dirección N141.0° y componente extensivo (σ_3) con dirección N261.3°, generando falla dextral con movimiento hacia el NW-SE la cual se muestra en la fecha de las estrías de color negro.

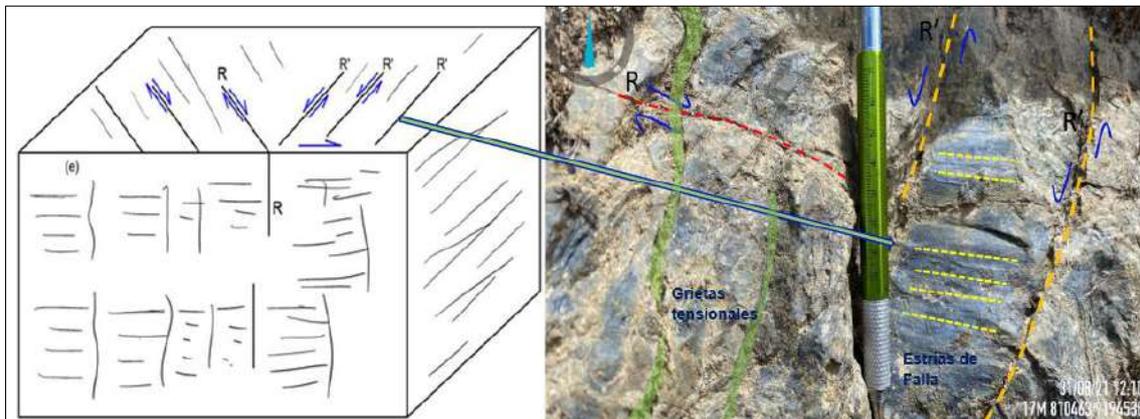


Figura 89. Plano de falla dextral con relación a las fracturas tipo Riedels.

Representación mediante un gráfico donde se muestra algunas de las características físicas de la zona donde se muestra la falla dextral. Por causa del desplazamiento de los estratos se manifiestan estructuras menores como las fracturas R: Riedel; R': Antiriedels, los lineamientos tectónicos (estrías) y grietas tensionales.

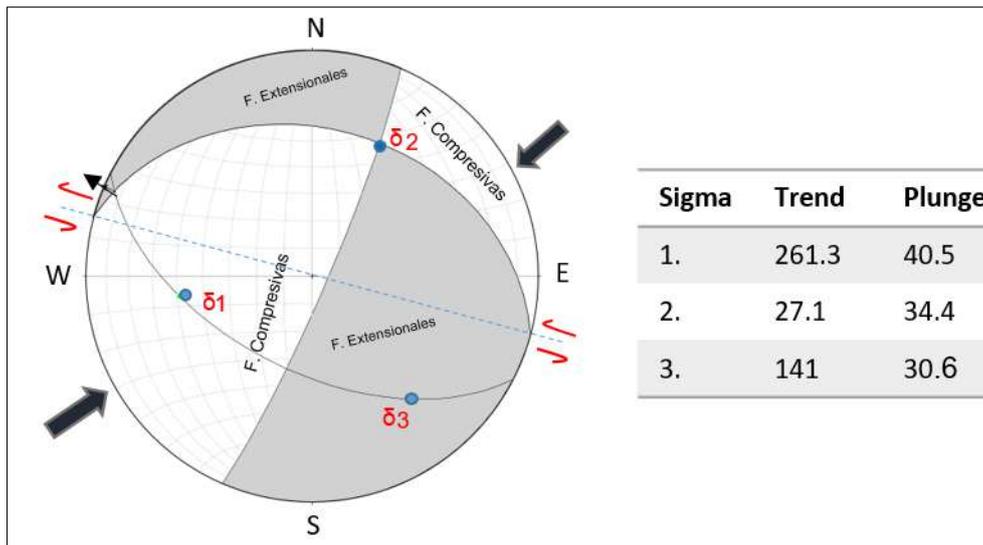


Figura 90. Estereograma que muestra los mecanismos focales los cuales representan los ejes de compresión y tensión.

En el estereograma de la (Figura 90) la componente extensiva vertical (σ_2) con dirección N27.1°, horizontal (σ_1) con dirección N261.3° y componente extensivo horizontal (σ_3) con dirección N141°, generando falla dextral con movimiento hacia el NW la cual se muestra en la fecha de las estrías de color negro.

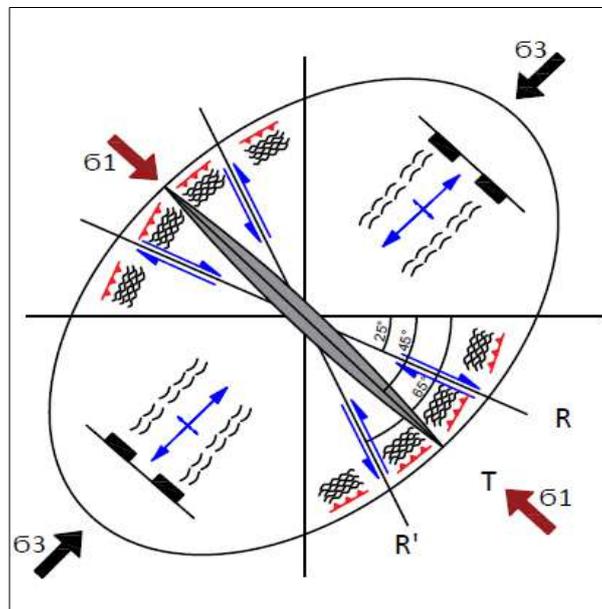


Figura 91. Análisis siguiendo el modelo de Riedel, como resultado de la dirección de los esfuerzos (σ_1 , σ_2 y σ_3) que dieron lugar a la formación de la falla dextral, con orientación NE-SW dichos esfuerzos tienen como componente compresivo (σ_1) con dirección NE-SE y la componente extensiva (σ_2) de E-W, (Figura 89), componente extensivo (σ_3) con dirección NE-SW, según el teorema de Anderson los esfuerzos de carácter extensivo (σ_3) y de carácter compresivo (σ_1). Según el modelo de Riedel se asocia a las demás estructuras formadas alrededor de la falla de la (Figura 89).

3.6.4.4. Foliación o zonas de cizalla.

Las zonas de cizalla y foliación tienen dirección principal de rumbo Andino NW-SE, estas se observan con mayor amplitud en los indicadores cinemáticos que presentan las rocas areniscas cuarzosas de las Formaciones de Grupo Goyllarisquizga en el área de investigación, los afloramientos en estas zonas están afectados por cizallas y foliación intensa, evidenciando una actividad de deformación muy marcada.

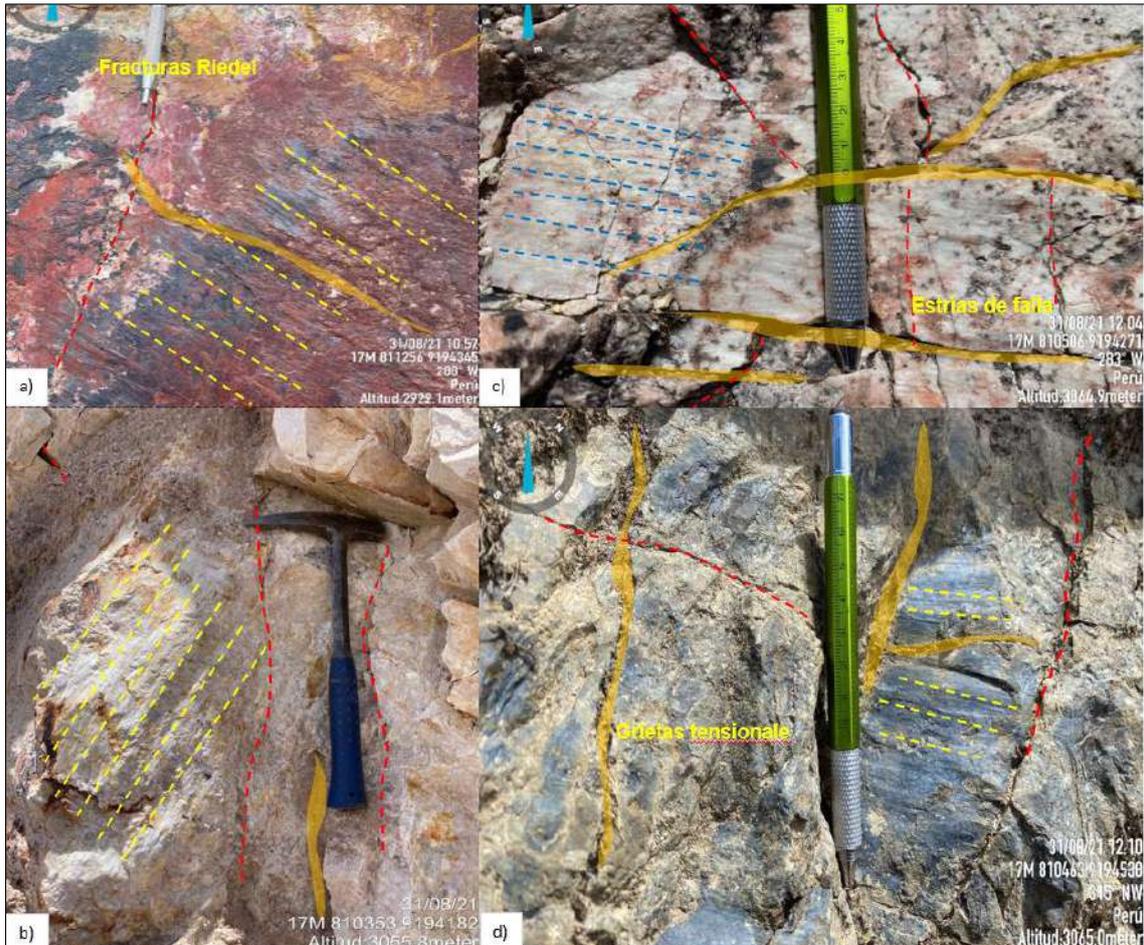


Figura 92. Indicadores cinemáticos identificados en la Formación Farrat, corresponde a la falla dextral.

Las fotos muestran las estrías de fallas que se evidencian en la Formación Farrat con dirección NW-SE, ubicados en la zona de estudio. a) 811256-E, 9194345-N, indicador cinemático de la falla sinistral; b) 810463-E, 9194538-N, indicador cinemático de la falla dextral; c) 810506-E, 9194271-N, indicador de la falla dextral y d) 810353-E, 9194182-N indicar de la falla normal.

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1. Análisis De la geología local y proceso sedimentario.

En la zona de estudio se identificó el emplazamiento del Grupo sedimentario Goyllarisquizga que corresponde al Cretácico inferior, dentro del que se diferenciaron las Formaciones Chimú, Santa, Carhuaz, Farrat e Inca, dentro de las 03 primeras se encontraron evidencias de una depositación con contenido vegetal, lo que relaciona la existencia de un ambiente favorable para la formación de carbones, sin embargo, la Formación Chimú es la que contiene varios mantos de carbón sub bituminoso y Antracítico que posee las características para ser explotable, que abarca la mayor extensión del relieve, hacia la zona sur se encontró a las Formaciones Cajabamba y Condebamba, hacia la zona norte se identificaron a las formaciones del Grupo Crisnejas, Grupo Pulluicana, Grupo Quilquiñan y Formación Cajamarca, que corresponden al Cretácico superior (Anexo IV)

4.2. Génesis del Carbón

Para el presente estudio se enfatizó en la observación de 02 yacimientos significativos de carbón, el primero ubicado a 2 km al norte de la ciudad de San Marcos, junto al río Muyoc y el segundo yacimiento en el entorno del sector Las Ocas, 03 km al Este del caserío Illuca y 12 km al norte de la ciudad de San Marcos.

En los mantos observados se identifica que el carbón está alineado a la estratificación de la roca encajonante, asimismo se ha identificado hasta 03 mantos importantes que presentan un alineamiento a las estructuras sedimentarias y son parte de la secuencia estratigráfica de la Formación Chimú, asimismo, en niveles superiores de esta misma Formación se observan vestigios de restos vegetales fosilizados, al igual que en la Formación Santa y Formación Farrat, lo cual nos indica que el ambiente y tiempo de formación fue favorable para el desarrollo de un clima y vegetación que aportó a la cuenca formadora de

la turba, por esta razón, se atribuye que la génesis del carbón encontrado es de origen singenético formando parte de la secuencia sedimentaria con edad entre el Berriense y parte del Valanginiense.

4.3. Estructuras tectónicas

Tenemos la existencia de notables plegamientos que están formando de norte a sur una secuencia de anticlinal, sinclinal y anticlinal, a su vez la presencia de fallas a nivel regional que forman un sistema concordante al modelo de Riedel, teniendo así una falla dominante del tipo sinistral y a esta estructura tenemos asociadas una falla dextral al Este y falla normal al Oeste, asimismo, las estructuras laterales presentan evidencias significativas que fueron identificadas por los indicadores cinemáticos juntamente con estructuras secundarias relacionadas al desplazamiento de la falla dominante.

4.3.1. Análisis cinemático estructural.

El análisis estructural en relación con los mantos de carbón, donde fue indispensable reconocer las características estructurales; como, los indicadores cinemáticos, características litológicas en relación con los mantos de carbón; el procesamiento de los datos tomados en campo se realizó a través de los softwares Stereonet; FaultKin y ArcMap 10.8.

En la zona de las Ocas donde se ubica el Anticlinal regional Gregorio Pita; en el cual se evidenció 2 mantos de carbón de tipo sub bituminoso; emplazados en las rocas sedimentarias areniscas cuarzosas y limoarcillitas de la Formación Chimú.

Estos estratos de la Formación Chimú que contiene los mantos de carbón fueron afectados por el fallamiento y plegamientos los cuales generaron presión, calor y fracturamiento del carbón.

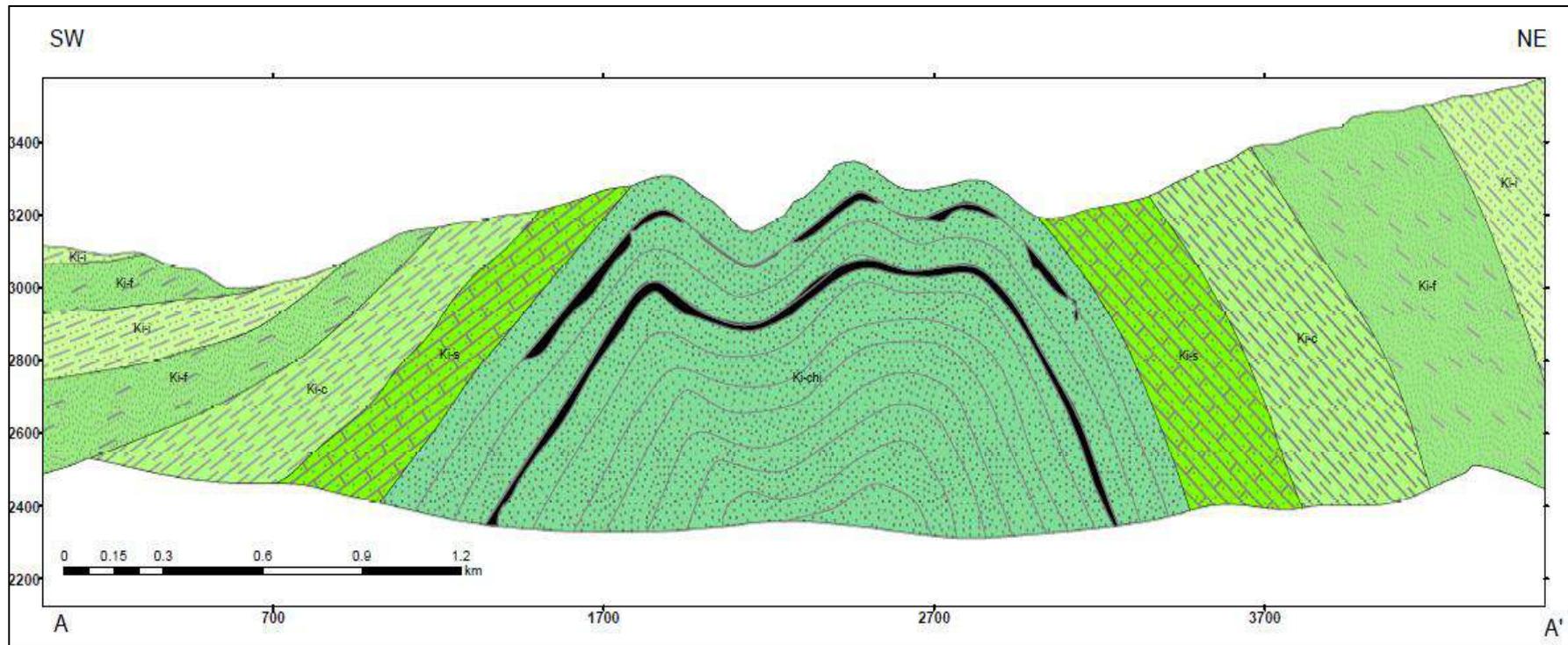


Figura 93. Sección representativa del anticlinal principal con eje en la Formación Chimú.

La sección Geológica A-A' con dirección SW-NE; nos muestra el anticlinal que afecto al afloramiento del Grupo Goyllarisquizga predominando en la Formación Chimú la cual contiene los mantos de carbón, según la evidencia del estudio de campo la zona se encuentra inestable por el alto fracturamiento que presenta la roca arenisca resultado del tectonismo. En la localidad la Tacsquilla; donde se evidencia los mantos de carbón por la presencia de la falla normal, sinistral y dextral; la cuales fueron las responsables del desplazamiento de dichos mantos y estos no mantenga su continuidad con la estratificación.

Para que se tenga una mayor claridad se realizó un análisis estructural mediante los indicadores cinemáticos; con estrías de falla; las cuales se encontraron al NW de la zona de estudio en la localidad La Laguna; con coordenada 810463-E, 9194538-N; 210/40SE; se encontraron los indicadores cinemáticos de la falla dextral, en la misma localidad con coordenadas 811257-E; 9194344-N; 75/35SE, se evidencian las estrías de falla y según el análisis realizado se determinó la falla sinestral; con respecto a la falla normal se determinó a partir de la evidencia de los bloques que se encontraron desplazados en la misma zona con coordenadas 811089-E, 9193531-N, 50/36SE. Mediante el software FaultKin se logró identificar y determinar los esfuerzos compresivos y extensionales los cuales fueron las responsables del desplazamiento de los mantos de carbón.

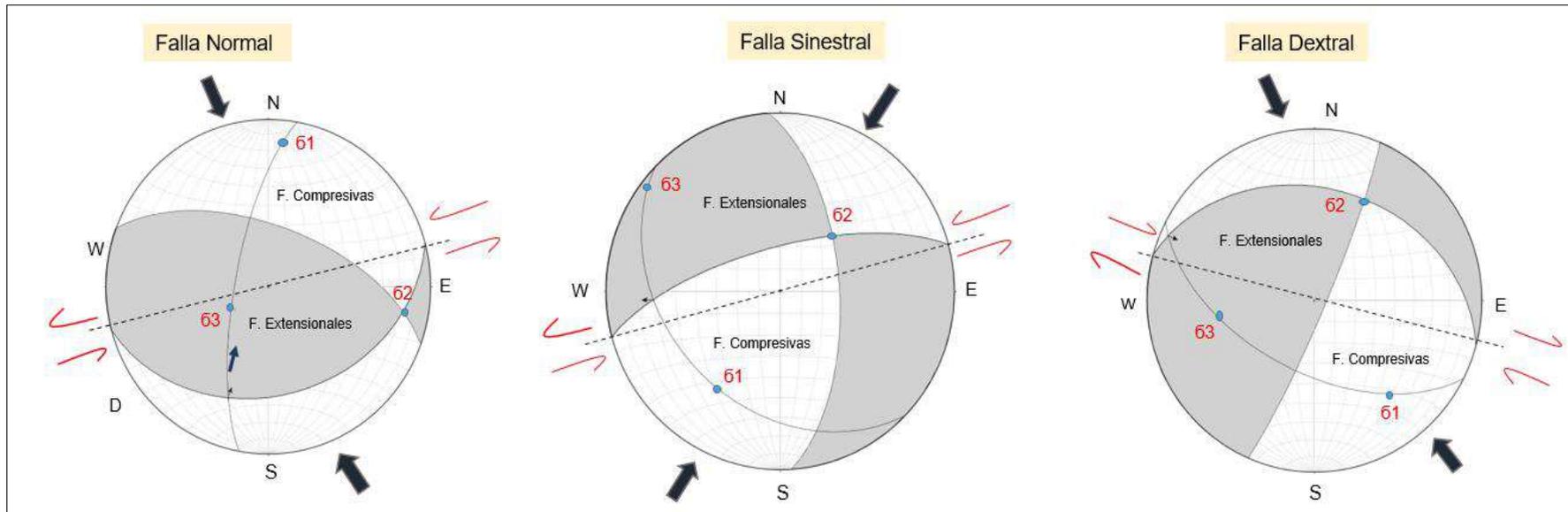


Figura 94 En el esquema de la falla normal con esfuerzos compresivos de dirección NW-SE, de la falla sinistral NE-SW y de la falla dextral NW-SE; se relaciona a la orientación que tuvo el ciclo Andino; la cual genero las etapas de deformación.

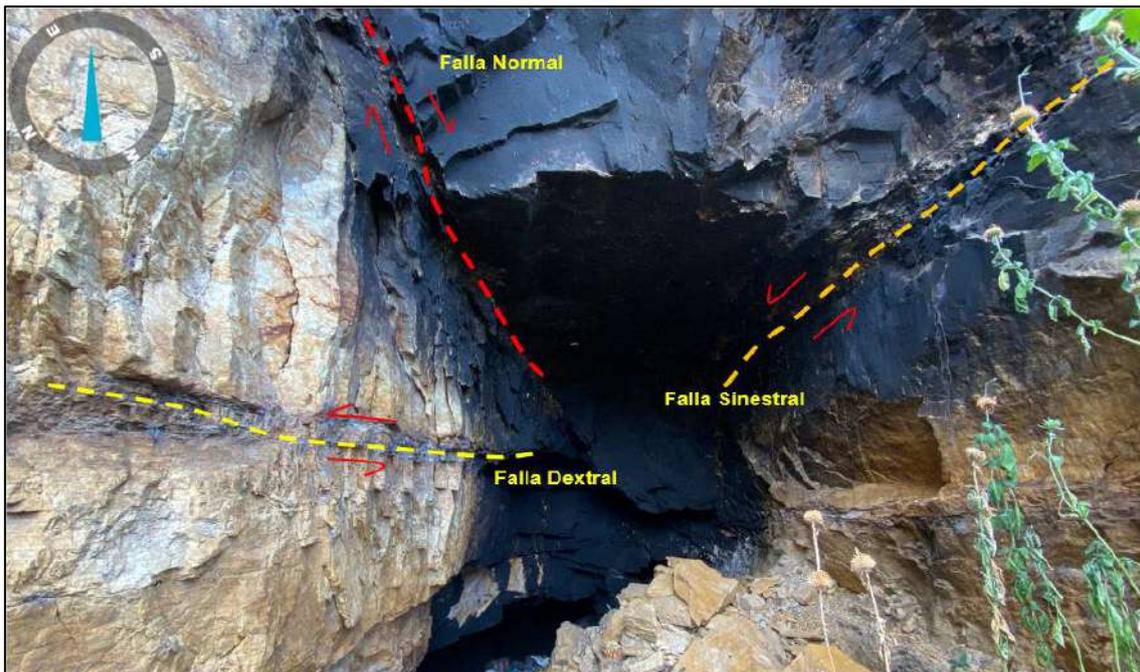


Figura 95. Se muestra el desplazamiento de los mantos de carbón por acción de las fallas.

A lo largo del estudio se evidencia la presencia de diferentes fracturas tipo Riedel; su reconocimiento fue dado a los alrededores de las estrías de falla. Por lo cual se utilizó el modelo para determinar de manera regional la relación con las estructuras como las fallas y pliegues. Lo cual cumple la ubicación de las fallas en el NE-NW de la misma manera con los pliegues que tiene la misma ubicación, pero su orientación es Andino.

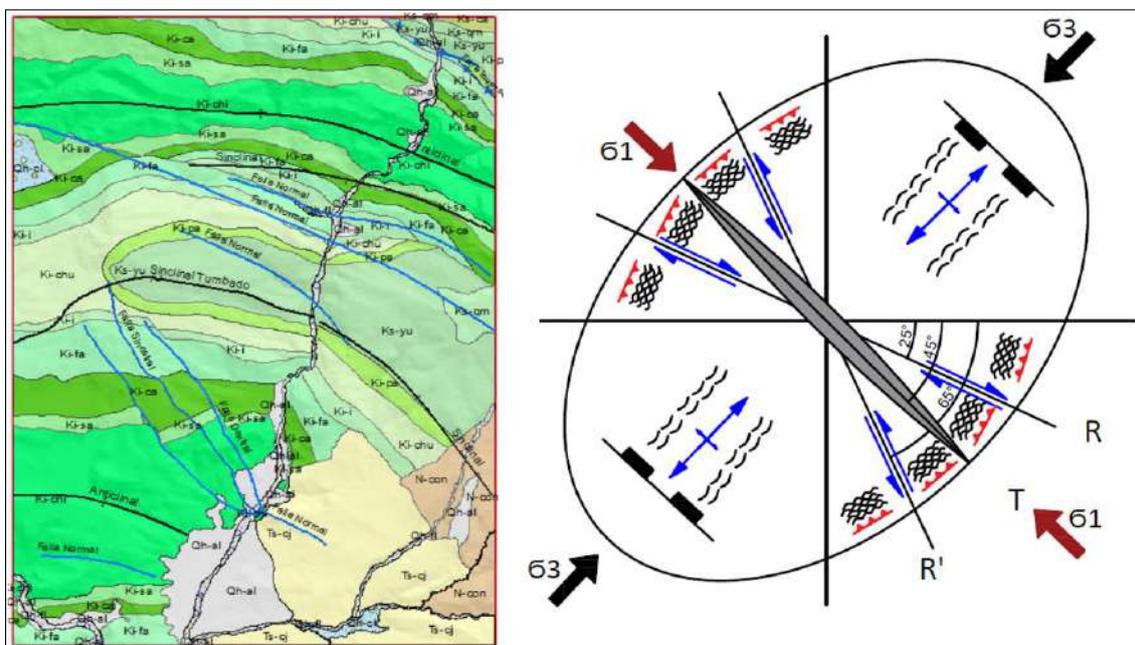


Figura 96. Diagrama donde representa ubicación de las estructuras en la zona de estudio; y el modelo de Riedel.

4.4. Contrastación de la hipótesis.

Como se indicó en el primer capítulo de la presente investigación, el objetivo planteado fue determinar la relación del entorno geológico y la geología estructural con los mantos de carbón en el distrito de Pedro Gálvez y alrededores, acompañando a ello con el análisis correspondiente de las estructuras geológicas, las cuales tienen datos y evidencias cinemáticas con las que se determinó que los plegamientos, fallas producto del tectonismo se desarrollaron posterior a la sedimentación y formación de los lechos de turba, con lo cual se ha demostrado que el carbón es de origen singenético y formación secuencial con la roca encajonante, la observación y análisis de los dos yacimientos representativos se encuentran en una zona altamente impactada por las estructuras tectónicas, para el caso del Yacimiento Las Ocas, se ubica en el eje de un sinclinal y para el caso del yacimiento Tacsquilla encontramos la congruencia de 03 fallas, una sinistral, dextral y normal, demostrando así que los desplazamientos y deformaciones influenciaron directamente en los mantos, siendo visible las discontinuidades por su ubicación y el tiempo geológico de edad Berriasiense al Valanginiense temprano; con lo cual se corrobora la hipótesis planteada.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. Conclusiones.

- Los mantos de carbón corresponden a un origen singenético por encontrarse en secuencia con los estratos de las rocas encajonantes, de la Formación Chimú las que pertenecen al Grupo Goyllarisquizga del Cretácico inferior.
- Los mantos existentes han sido afectados por las estructuras geológicas generadas por el tectonismo, asimismo la disposición del yacimiento se ve afectado por los desplazamientos en la zona de fallas y plegamientos.
- Con el uso del modelo y teorema de Riedel para el análisis cinemático estructural, se identificó la relación de estructuras principales, dominantes y secundarias, encontrando así que el principal esfuerzo está siguiendo el lineamiento del ciclo andino, con orientación NW – SE.
- El ambiente de formación de los mantos de carbón fue de origen transicional; deltaico distal de baja profundidad, en depresiones lacustres donde se depositaron los sedimentos que actualmente conocemos como Formación Chimú, luego, gracias al fuerte proceso tectónico, se generó una secuencia de sedimentación y alternancia facilitando el desarrollo de más de 01 manto de carbón.

5.2. Recomendaciones.

- Realizar una exploración con mayor alcance y cartografiado de detalle para definir la amplitud de los mantos de carbón usando los datos estructurales.
- Con base al análisis cinemático estructural, se entiende que las fallas han desplazado la continuidad de los yacimientos ya visibles, dejando una oportunidad importante para determinar la proyección de los mantos de carbón.
- Realizar a mayor detalle el estudio de las fallas sinestral, dextral y normal, para estimar con mayor exactitud el buzamiento interno y desplazamiento neto, y así poder correlacionar los posibles yacimientos inferidos.
- Realizar investigaciones geofísicas en el entorno de los yacimientos actuales, y correlacionar con los resultados de la exploración superficial.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allmendinger, R. W. 1987. Neotectonic deformation of the southern Puna Plateau, northwestern Argentina. Houston. USA: Department of Geological Sciences and Institute for the Study of the Continents, Cornell University, Ithaca, NY 14853-1504, USA.
- Ayala, L. 2017. Identificación de indicadores cinemáticos en geología estructural. Obtenido de Explorock: <https://www.explorock.com/indicadores-cinematicos-en-geologia-estructural/>
- Bjørlykke, K. 2015. Petroleum Geoscience. London: Springer Heidelberg New York Dordrecht London.
- British Petroleum Company . 2019.
- Camargo Puerto, J. A. 2004. Manual de Geología Estructural. Bogotá - Colombia: Universidad Surcolombiana.
- Canllahui, J. 2018. Análisis Estructural Y Su Relación Con El Emplazamiento De La Mineralización En El Proyecto Crucero - Puno. Puno - Perú.: UNA - PUNO.
- Catalán, J. R. 2003. Geología Estructural y Dinámica Global. Salamanca: Departamento de Geología de La Universidad de Salamanca.
- Catuneanu, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Edmonton , Alberta , Canada: Department Of Earth And Atmospheric Sciences.
- Cecil, C., Dulong, F., Cobb, J., & Supardi, S. 1993. Allogenic and autogenic controls on sedimentation in the Central Sumatra Basin as an analogue for Pennsylvanian Coal-bearing strata in the Appalachian Basin, in Modern and Ancient Coal-forming Environments. Pennsylvanian: (eds Cobb, C. J. and Cecil, C. B.). Geological Society of America Special Paper.
- Clarke, F. W. 1924. Data of Geochemistry.
- Escudero, Julio. 1979. El Carbón del Alto Chicama, Boletín del INGEMMET.

- Company, B. P. 2019. Daniels, E., Altaner, S., Marshak, S., & Eggleston, J. Alteración Hidrotermal en Antracita del este de Pensilvania: implicaciones para los mecanismos de
- Diessel, C. 1992. Coal-bearing Depositional Systems,. Berlin: Springer.
- Dunin-Borkowski, E. 2007. Génesis del carbón peruano en el marco de la tectónica global. Lima: Revista del Instituto de Investigaciones FIGMMG.
- formación de antracita . Geology, 247–250.
- Energy Information Administration. Independent Statistics & Analysis. (consultado el 2 de Octubre de 2021) Disponible en <https://www.eia.gov/totalenergy/data/monthly/>
- García, M. 2012. Biología y Geología. En M. García. CENoposiciones.
- Giraldo, M. 2008. Minería actual del carbón en el norte del Perú. Lima: Revista del Instituto de Investigaciones FIGMMG .
- Horne, J., Ferm, J., Caruccio, F., & Baganz, B. 1979. Depositional models in coal exploration and mine planning in Appalachian Region, in Carboniferous Depositional Environments in the Appalachian Region. Columbia, USA: (eds J. C. Ferm and J. C. Horne), Carolina Coal Group, Department of Geology, University of South Carolina.
- Jacay, J. 2005. Análisis De La Sedimentación Del Sistema Cretácico De Los Andes Del Perú Central. Revista del Instituto de Investigación FIGMMG, 8(15), 49-59.
- Jones, N. 2014. A New Look at Coalification: Critters Vs Compaction. Florida: University of Wyoming Enhanced Oil Recovery Institute.
- Laín, R. 1995. Rotura Plana y Rotura en Cuña. En R. Laín.
- Lisle, R. J., & Leyshon, P. R. 1996. Técnicas de proyección Estereográfica para Geólogos e Ingenieros Civiles. Londres, Inglaterra.
- LLorente, M. 2000. Geología del carbón y del Petróleo.

- Luyo, A. 2012. Visión futura del Carbón Peruano. Lima, Perú: Instituto de Investigación RIIGEO UNMSM.
- Major, T. 1996. Genesis and the origen of Coal and Oil. Montgomery / USA: Apologetics Press, Inc.
- Marshall. 1942. Modern conceptions of the physical constitution of coaland ressearch in Great Britain. Great Britain.
- Martínez, J. 2003. Geología Estructural y Dinámica Global. Salamanca: Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.
- Mattauer, M. 1997. Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. España: Ediciones Omega.
- Mendiola, A. 2013. Explotación del carbón antracita: viabilidad del yacimiento Huayday - Ambara. Lima: Universidad ESAN.
- Micone, L. (2 de Setiembre de 2015). El pliegue Tectónico, Elementos, Características y Tipos. Obtenido de <https://miconeluisina86imd2015.wordpress.com/2015/09/02/el-pliegue-tectonico-elementos-caracteristicas-y-tipos/>
- Millette, J., Conton, S., Turner Jr, W., Kenoyer , s., Hill, W., Chepaitis, P., & Hays, S. 2012. Characterization of Coal Ash Ineluding Fly Ash Particles.
- Ministerio de Energía y Minas. (5 de Setiembre de 2019). Ministerio de Energía y Minas. Obtenido de <http://www.minem.gob.pe/descripcion.php?idSector=1&idTitular=3841>
- Moore, P. 1987. Ecological and hydrological aspects of peat formation, in Coal and Coal-bearing Strata – Recent Advances. London: Scott, A. C, Geological Society London Special Publication.
- Muñoz, M. V. 2020. Prospección Geológica-Minera Regional en la Región Cajamarca (Boletin Serie B; Geologia Económica N° 71 ED., VOL. Serie B). Perú: INGEMMET.

- Neuzil, S., Supardi, Cecil, C., Kane, J., & Soedjono, K. (1993). Modern and Ancient Coalforming, Inorganic geochemistry of domed peat in Indonesia and its implications for the origin of mineral matter in coal. Indonesia: Geological Society of America Special Paper.
- Nichols, G. 2009. Biogenic, Chemical and volcanogenic sediments - Sedimentology and Stratigraphy . Oxford: Wiley-blackwell.
- Niemeyer, H. 1999. Apuntes de Geología Estructural. Antofagasta, Chile.
- Oyarzun, J. L. 2013. Geología Estructural Aplicada a la Minería y Exploración Minera. Madrid : GEMM - Aula2punto.net.
- Paterson, & Wong. 2005. Experimental Rock Deformation - The Brittle Field. Australia: Springer.
- Perfil de Mercado del Carbón. 2014. México: Dirección General de Desarrollo Minero.
- Perilla, N. 2012. Geología Estructural.
- Petrasccheck. 1922. Revista de investigación en los carbones de la india
- Reguant. 2001. Estudio para la evaluación de las reservas de carbón en el condado de Hole.
- Renault, B. (1892). Communication faite sur le boghead. Autun, Fracia.
- Rivera. 2007. Comparación entre los sistemas Profiríticos de Cu-Mo y Au -Cu del Norte del Perú. INGEMMET.
- Rivera, H. 2001. Geología General. Lima: UNMSM.
- Rolando Arellano, R. d., Carreón, M., Morales, W., & Villareal, J. (2002). Ejercicios De Geología Estructural. Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ryer, T. A., & Langer, A. W. 1980. Thickness change involved in the peat-to-coal transformation for a bituminous coal of Cretaceous age in Central Utah. Utah, USA: J. Sed. Petrol., 50, 0987–0992.

- Sempere, T. 2017. El «pensamiento único» en tectónica andina y subandina: ¿Hasta cuándo? journal homepage: www.sgp.org.pe ISSN 0079-1091, 5.
- Silva, N. 2019. Establecimiento de una Tipología Específica de Tipos de Habilidad de Turberas Ácidas. Madrid: Ministerio Para La Transición Ecológica.
- Society for Testing and Materials . 2014.
- Stutzer, O. 1940. Geology Of Coal. Chicago, Illinois, USA: The University Of Chicago.
- Tarback, E. 2005. Ciencias de la Tierra, una introducción a la geología física. Madrid: Pearson Educación S. A.
- Thomas, L. 2010. Coal Geology. Oxford: Wiley - Blackwell.
- Thomas, L. 2014. Coal Geology. Oxford: Wiley-Blackwell.
- World Coal Institute. (2004). El Carbón como Recurso - Una visión General del Carbón. World Coal Institute.
- Cohen, K.M. (2021). The ICS International Chronostratigraphic Chart.

ANEXOS

ANEXO I. Plano de ubicación.

ANEXO II. Plano satelital.

ANEXO III. Plano del modelo digital de elevaciones.

ANEXO IV. Plano geológico.

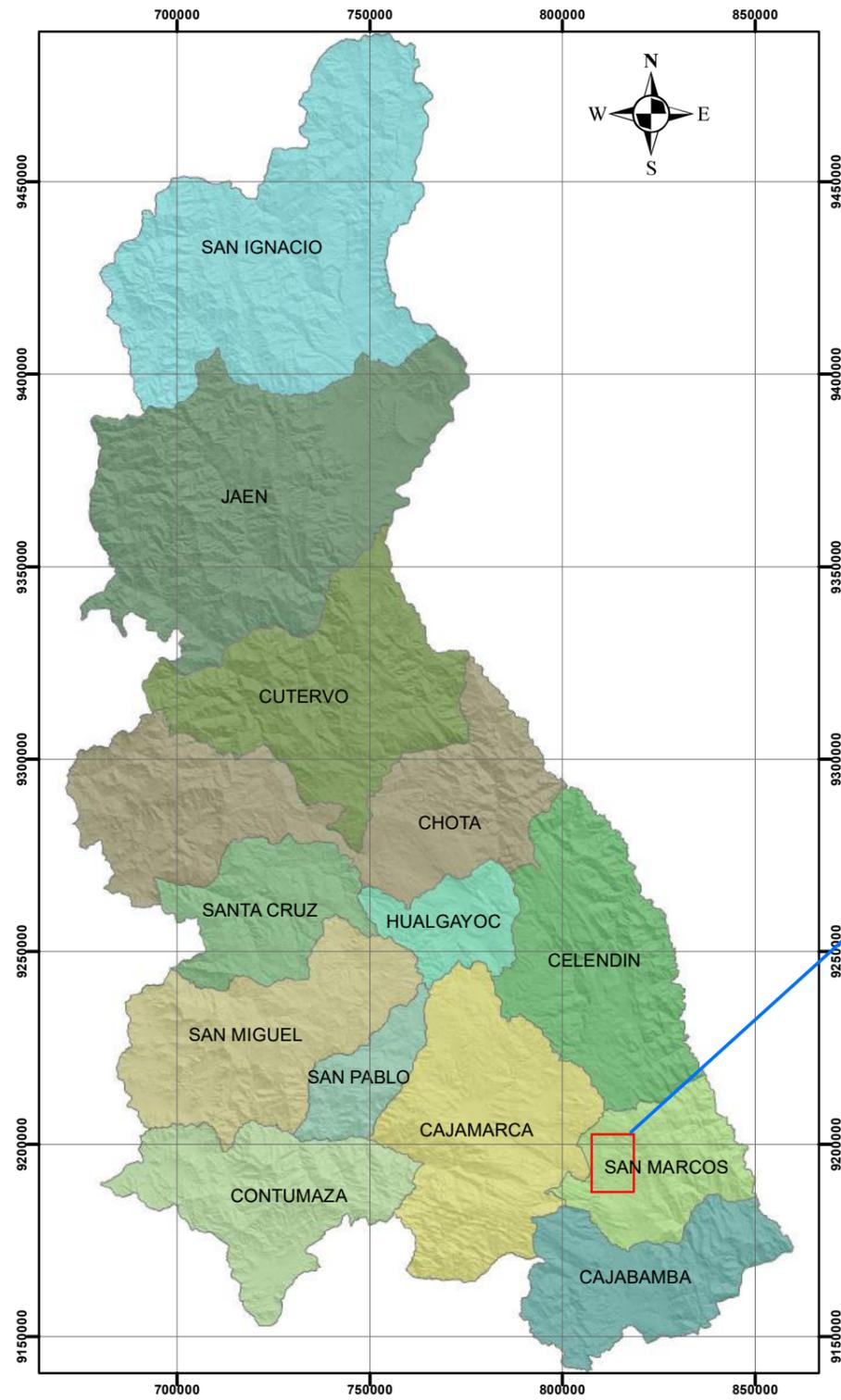
ANEXO V. Plano altitudinal.

ANEXO VI. Plano geomorfológico.

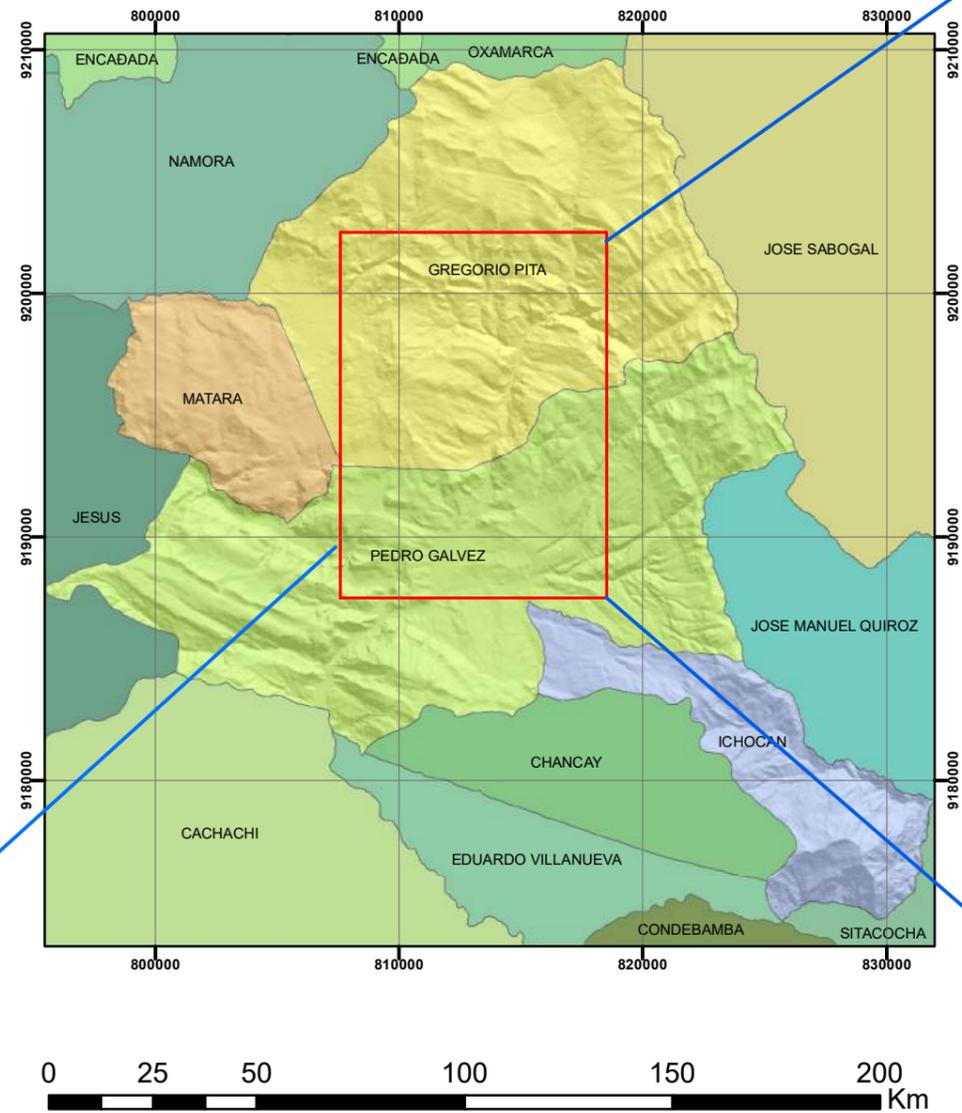
ANEXO VII. Plano geológico estructural.

ANEXO VIII. Perfil Geológico.

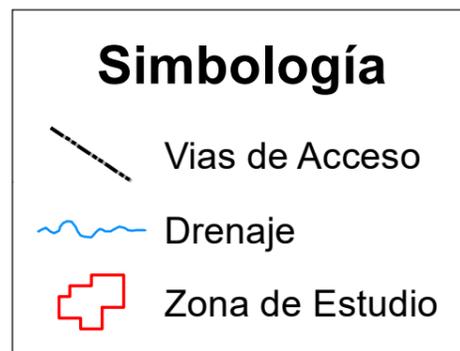
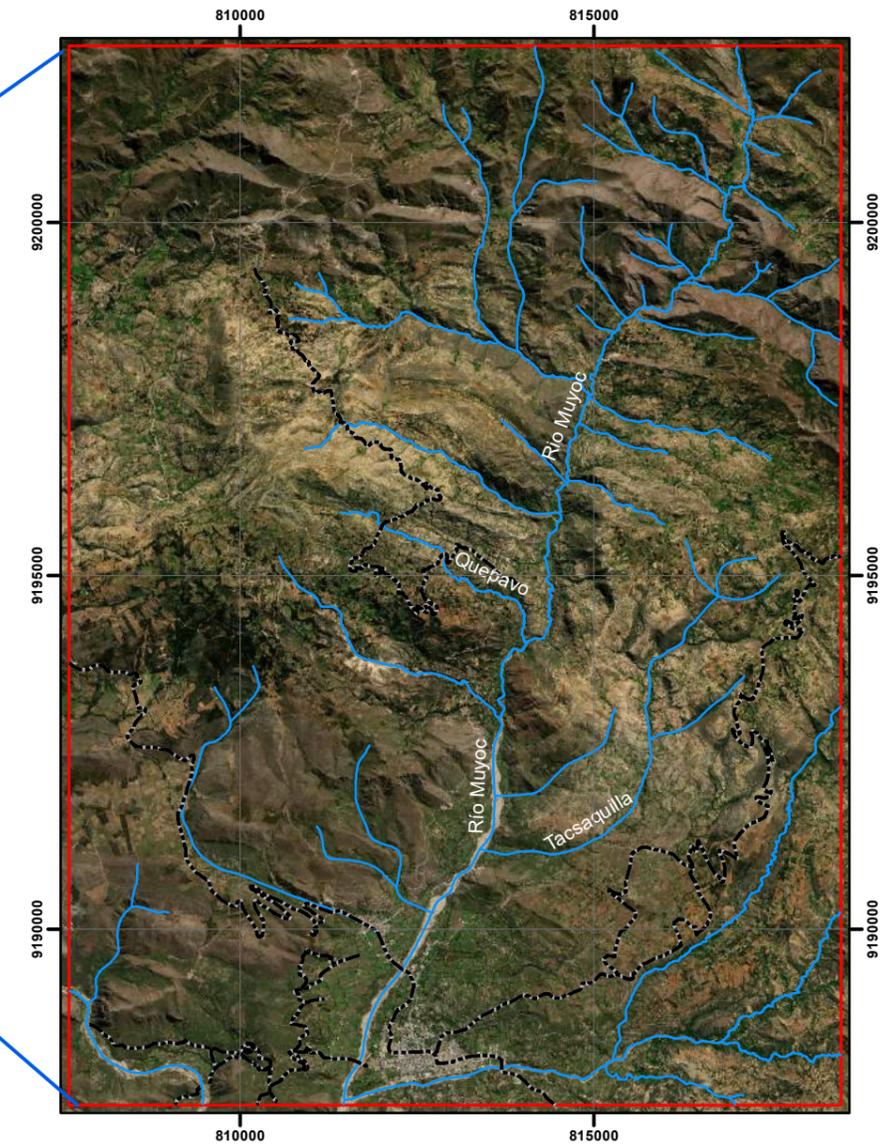
Cajamarca-Provincia de San Marcos



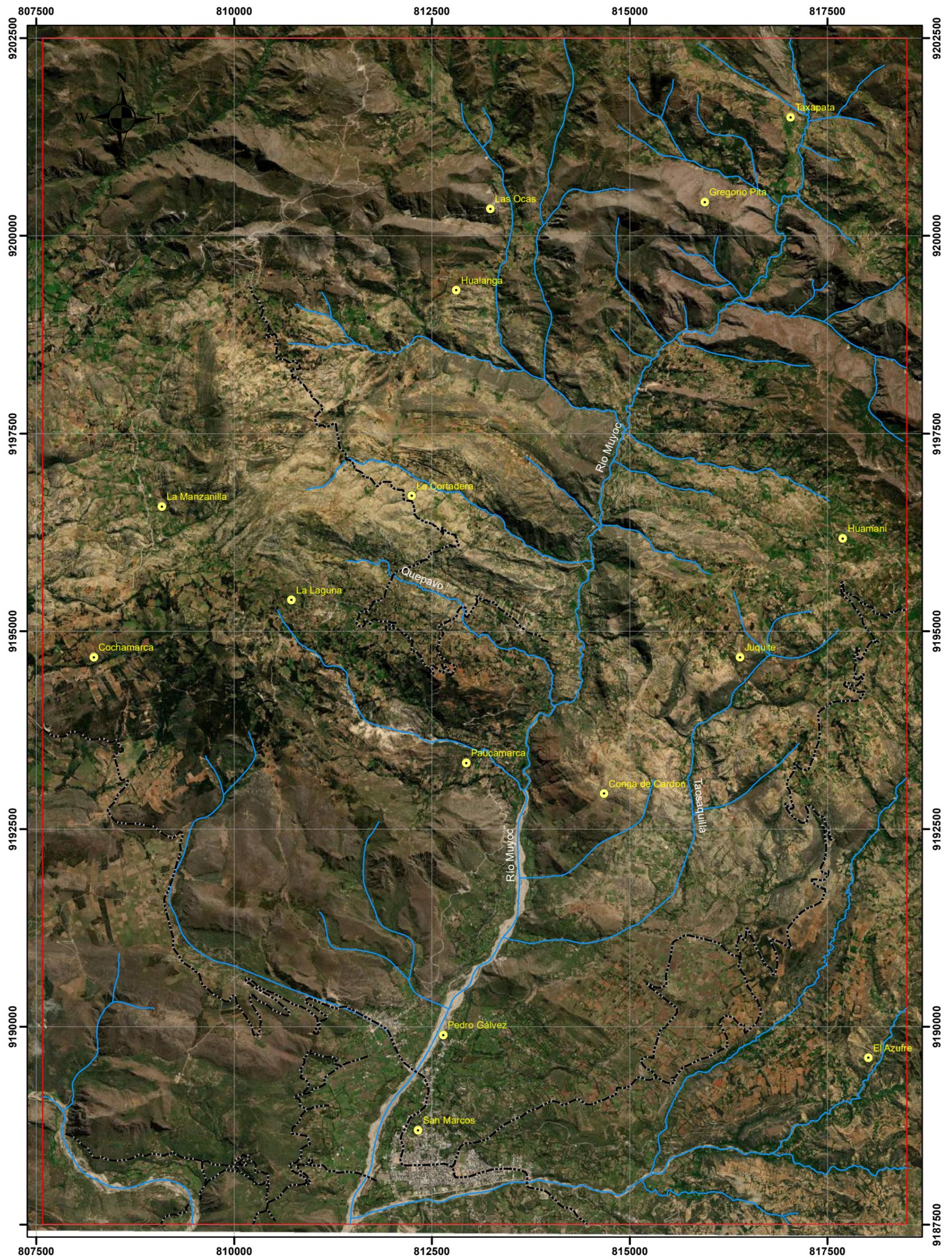
Distritos de San Marcos



Zona de Estudio

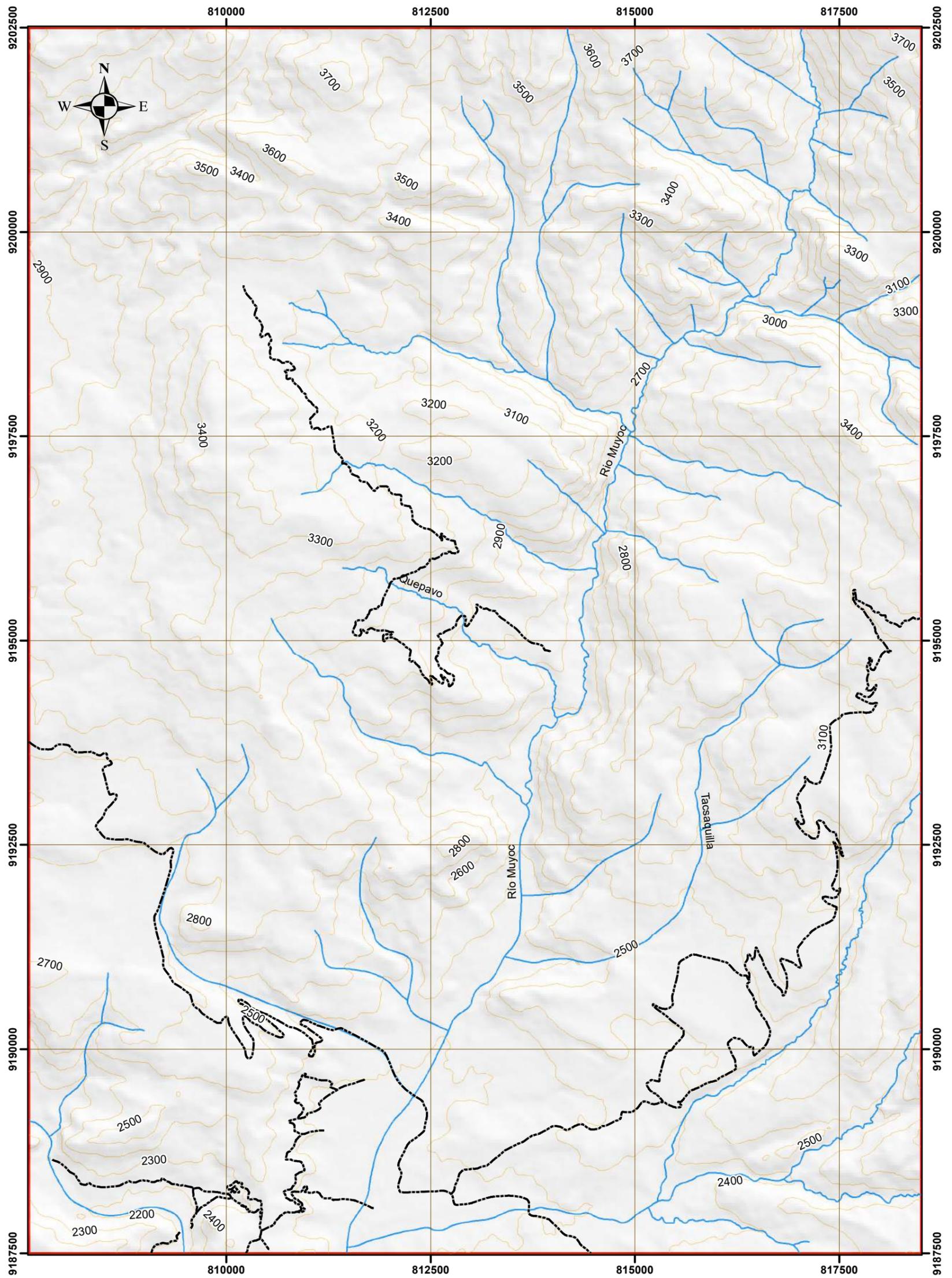


	UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA		
	Tesis: Geología estructural y su relación con los mantos de carbón en el Distrito de Pedro Gálvez y alrededores, de la Provincia de San Marcos	P-01: Plano de Ubicación	
Asesor: Dr. Quispe Mamani, Crispín Zenón		PROYECCIÓN Y DATUM Sistema de coordenadas proyectadas: UTM Datum Horizontal: WGS 1984 Zona u Huzo horario: 17 Sur	
Tesista: Mantilla Quispe, José Elías		Escala: 1/ 50 000	
Fecha: Cajamarca, Octubre del 2021			



Simbología	
	Vias de Acceso
	Pueblos
	Drenaje
	Área de estudio

	UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA		
	Tesis: Geología estructural y su relación con los mantos de carbón en el Distrito de Pedro Gálvez y alrededores, de la Provincia de San Marcos		
Asesor: Dr. Quispe Mamani, Crispín Zenón		PROYECCIÓN Y DATUM Sistema de coordenadas proyectadas: UTM Datum Horizontal: WGS 1984 Zona u Huzo horario: 17 Sur	
Tesista: Mantilla Quispe, José Elías		Escala: 1/ 50 000	
Fecha: Cajamarca, Octubre del 2021			

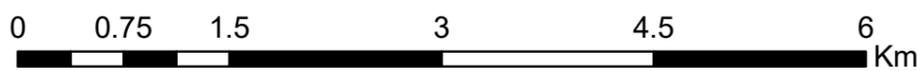
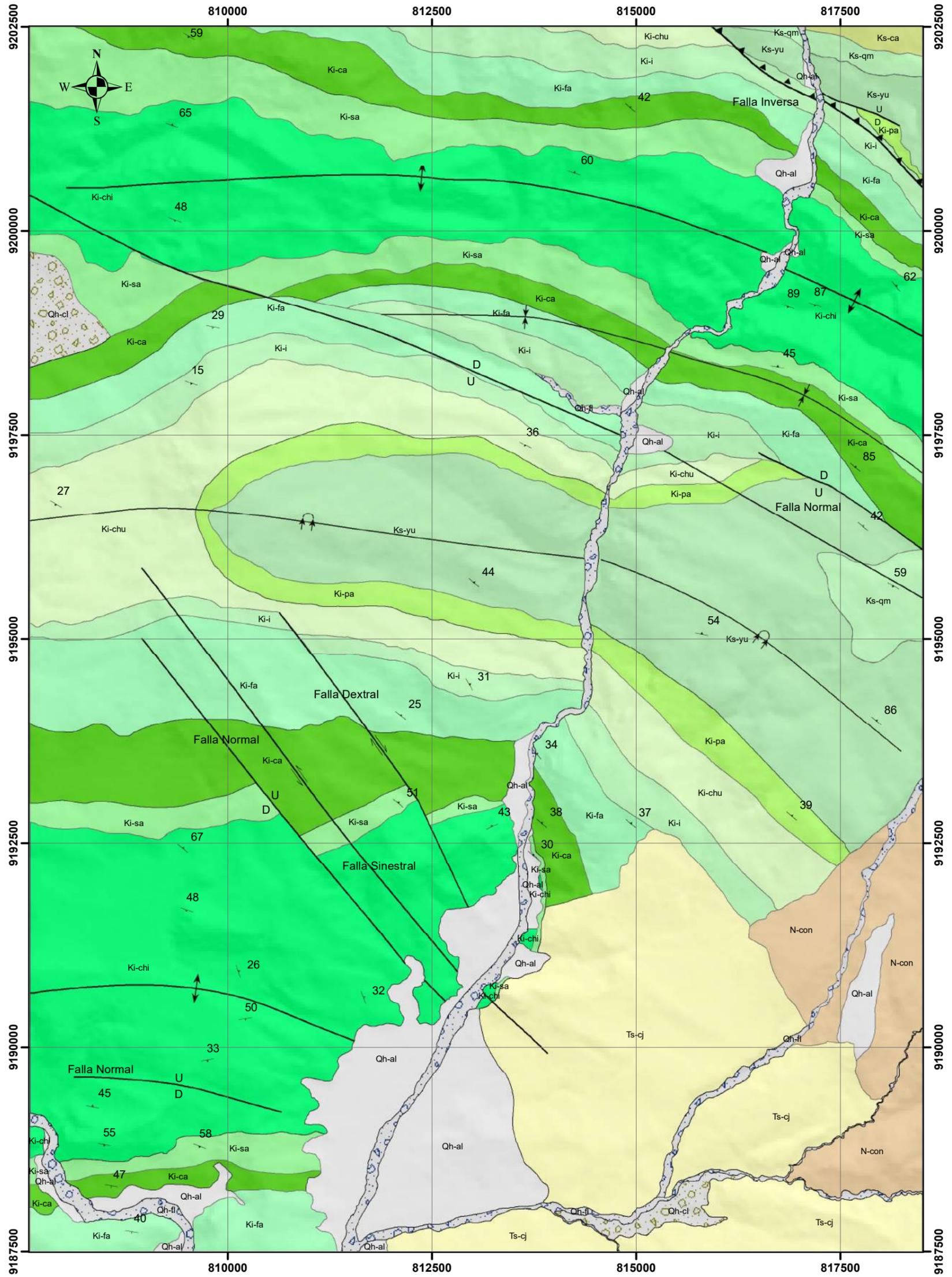


1 cm = 500 m

Simbología

-  Vias de Acceso
-  Drenaje
-  Área de estudio
-  Curvas de Nivel (100m)

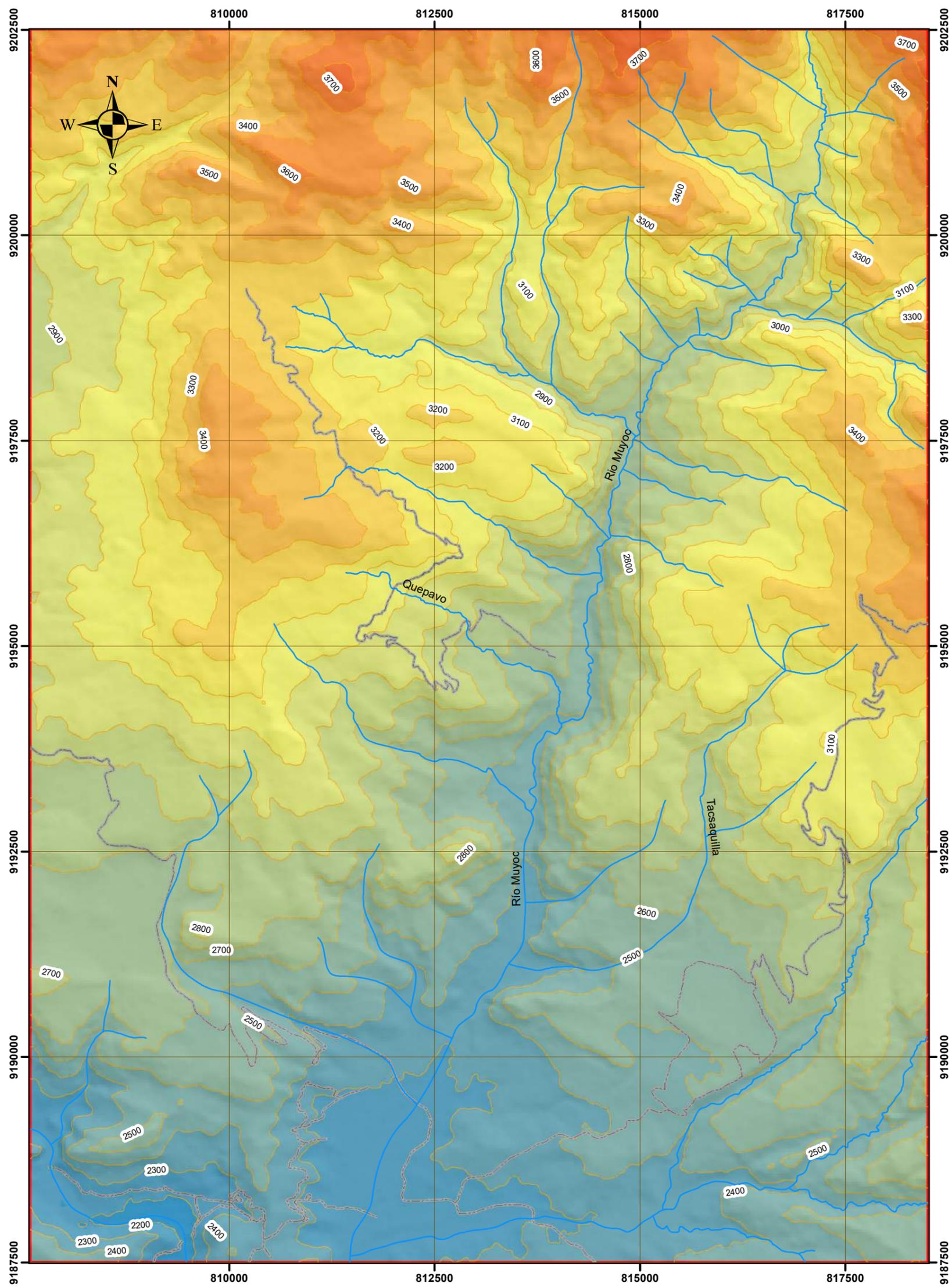
 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLOGICA 	
Tesis: Geología estructural y su relación con los mantos de carbón en el Distrito de Pedro Gálvez y alrededores, de la Provincia de San Marcos	P-03: Plano Digital de Elevaciones
Asesor: Dr. Quispe Mamani, Crispín Zenón	PROYECCIÓN Y DATUM Sistema de coordenadas proyectadas: UTM Datum Horizontal: WGS 1984 Zona u Huzo horario: 17 Sur
Tesista: Mantilla Quispe, José Elías	
Fecha: Cajamarca, Octubre del 2021	Escala: 1/ 50 000



Litología		

Simbología	
	Buzamiento
	Falla
	Anticlinal
	Sinclinal
	Sinclinal Tumbado

	UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERIA ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLOGICA		
	Tesis: Geología estructural y su relación con los mantos de carbón en el Distrito de Pedro Gálvez y alrededores, de la Provincia de San Marcos		
Asesor: Dr. Quispe Mamani, Crispín Zenón		PROYECCIÓN Y DATUM Sistema de coordenadas proyectadas: UTM Datum Horizontal: WGS 1984 Zona u Huzo horario: 17 Sur	
Tesista: Mantilla Quispe, José Elías		Escala: 1/ 50 000	
Fecha: Cajamarca, Octubre del 2021			



1 cm = 500 m

Simbología		
	Drenaje	
	Curvas de Nivel	
	Área de estudio	
Altitudes		
Rango		
	2200	
	2300	
	2400	
	2500	
	2600	
	2700	
	2800	
	2900	
	3000	
	3100	
	3200	
	3300	
	3400	
	3500	
	3600	
	3700	
	3800	
	3900	
	4000	
	4100	

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA 	
Tesis: Geología estructural y su relación con los mantos de carbón en el Distrito de Pedro Gálvez y alrededores, de la Provincia de San Marcos	
P-05: Plano Altitudinal	
Asesor: Dr. Quispe Mamani, Crispín Zenón	PROYECCIÓN Y DATUM Sistema de coordenadas proyectadas: UTM Datum Horizontal: WGS 1984 Zona u Huzo horario: 17 Sur
Tesista: Mantilla Quispe, José Elías	Escala: 1/ 50 000
Fecha: Cajamarca, Octubre del 2021	

Relieve Montañoso



Terrazas



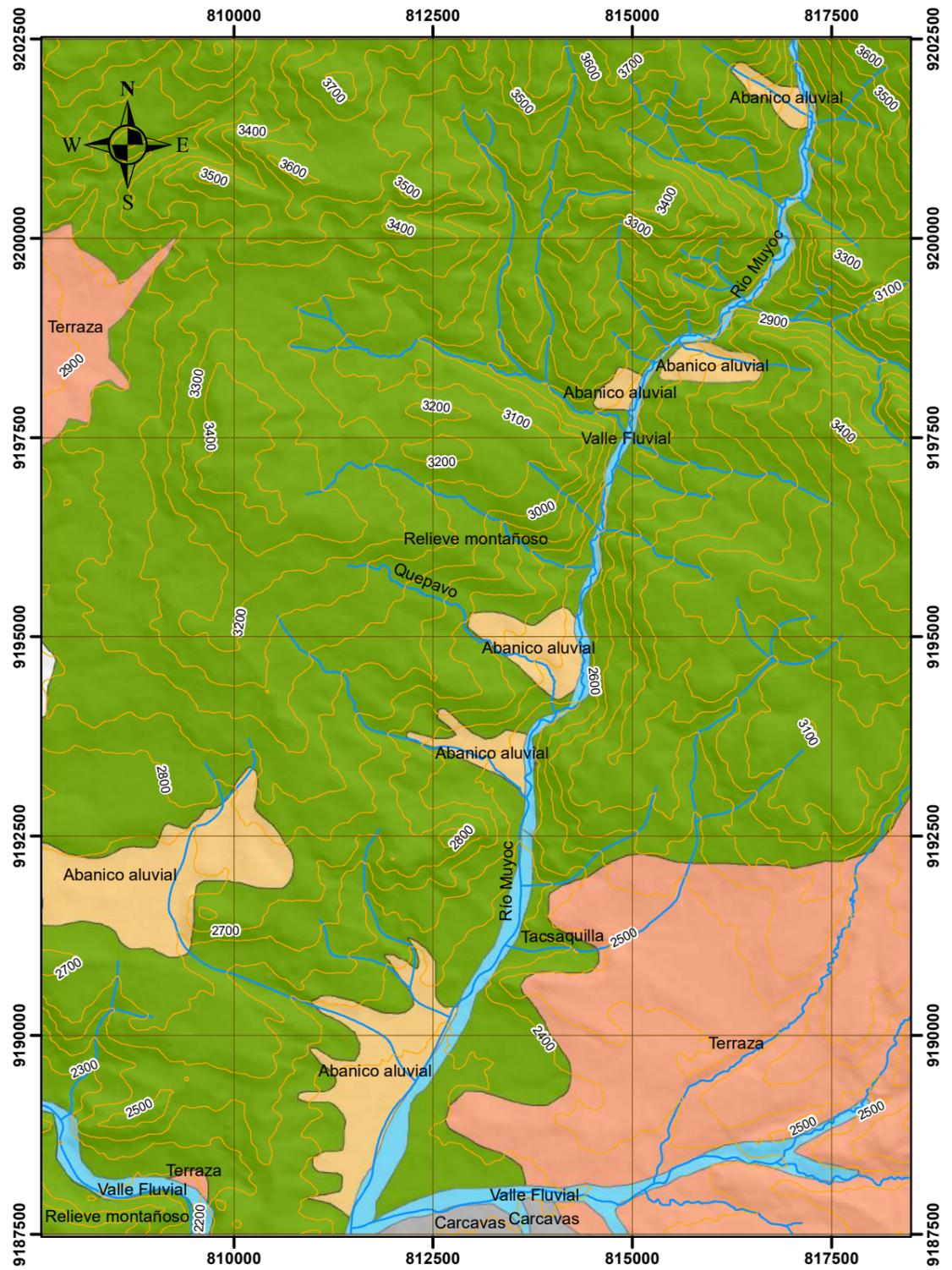
Abanico Aluvial



Valle Fluvial



Carcavas



1 cm = 750 m

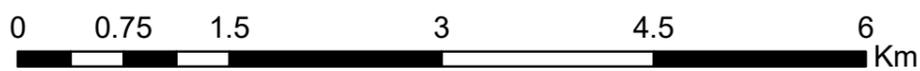
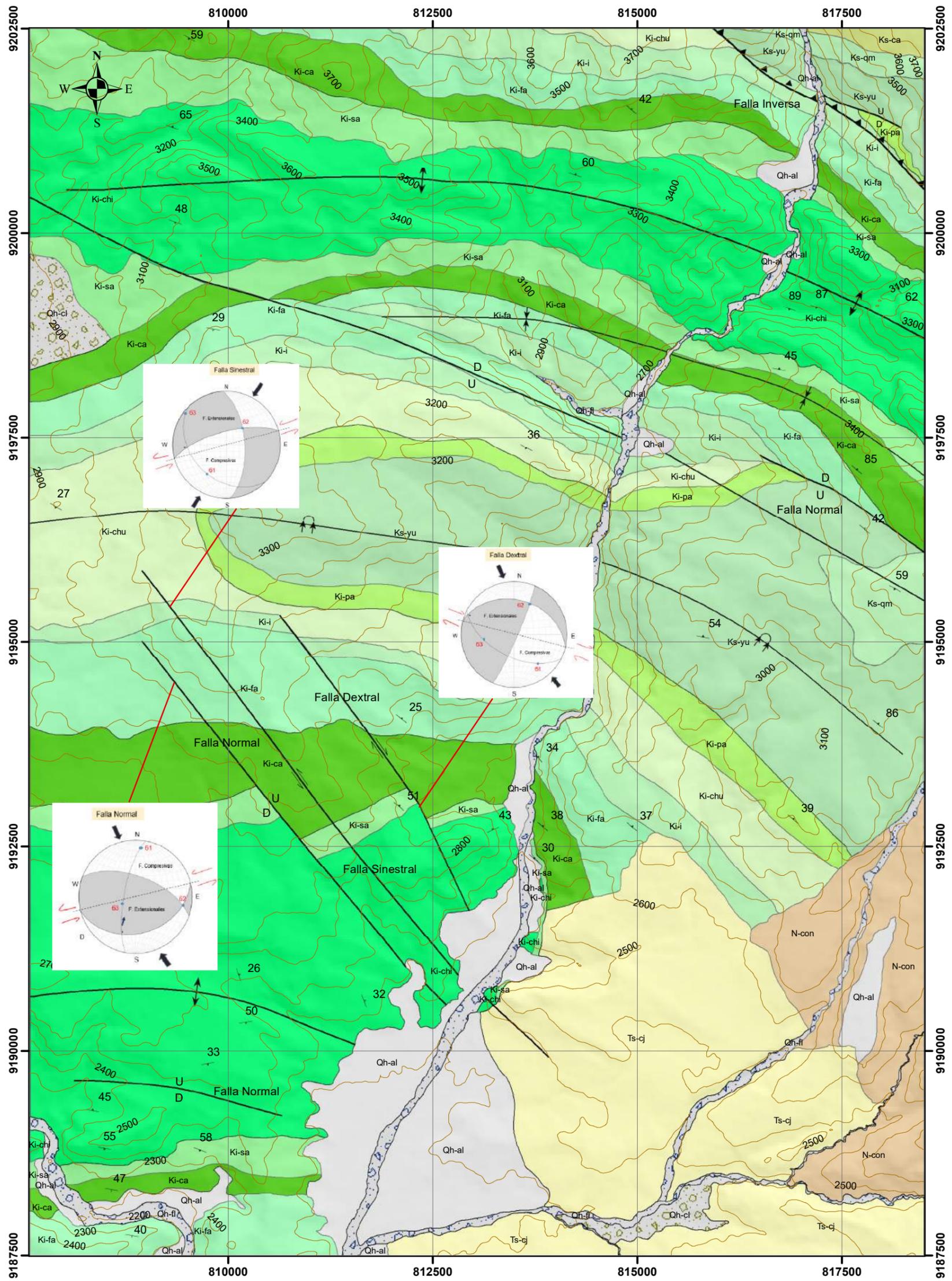
Unidades Geomorfológicas

- Abanico aluvial
- Carcavas
- Relieve montañoso
- Terraza
- Valle Fluvial

Simbología

- Curvas de Nivel
- Drenaje
- Vías de Acceso

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA		
Tesis: Geología estructural y su relación con los mantos de carbón en el Distrito de Pedro Gálvez y alrededores, de la Provincia de San Marcos		P-06: Plano Geomorfológico
Asesor: Dr. Quispe Mamani, Crispín Zenón		PROYECCIÓN Y DATUM Sistema de coordenadas proyectadas: UTM Datum Horizontal: WGS 1984 Zona u Huzo horario: 17 Sur
Tesista: Mantilla Quispe, José Elías		
Fecha: Cajamarca, Octubre del 2021		Escala: 1/ 75 000

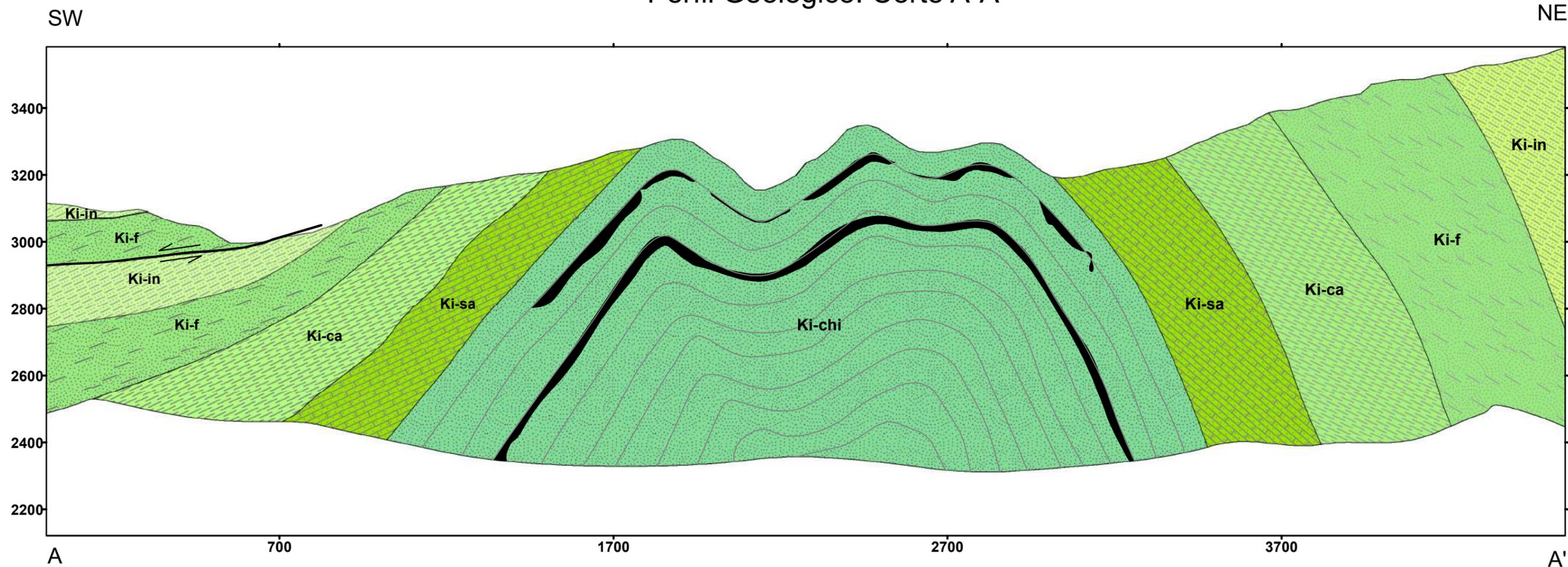


Litología		

Simbología	
	Curvas de Nivel
	Buzamiento
	Falla
	Anticlinal
	Sinclinal
	Sinclinal Tumbado

<p>UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLOGICA</p>		
<p>Tesis: Geología estructural y su relación con los mantos de carbón en el Distrito de Pedro Gálvez y alrededores, de la Provincia de San Marcos</p>		
<p>Asesor: Dr. Quispe Mamani, Crispín Zenón</p>		<p>P-07: Plano Geológico Estructural</p>
<p>Tesista: Mantilla Quispe, José Elías</p>		<p>PROYECCIÓN Y DATUM Sistema de coordenadas proyectadas: UTM Datum Horizontal: WGS 1984 Zona u Huzo horario: 17 Sur</p>
<p>Fecha: Cajamarca, Octubre del 2021</p>		<p>Escala: 1/ 50 000</p>

Perfil Geológico: Corte A-A'



1 cm = 125 m

Simbología

- Mantos de carbón
- Basamento
- Falla Normal

Litología

- Ki-ca
- Ki-chi
- Ki-f
- Ki-in
- Ki-sa



UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA ACADÉMICO PROFESIONAL DE INGENIERÍA
GEOLÓGICA



Tesis: Geología estructural y su relación con los mantos de carbón en el Distrito de Pedro Gálvez y alrededores, de la Provincia de San Marcos

P-08: Sección Geológica

Asesor: Dr. Quispe Mamani, Crispín Zenón

PROYECCIÓN Y DATUM

Sistema de coordenadas proyectadas: UTM Datum
Horizontal: WGS 1984
Zona u Huzo horario: 17 Sur

Tesista: Mantilla Quispe, José Elías

Fecha: Cajamarca, Octubre del 2021

Escala: 1/ 50 000