

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



TESIS PROFESIONAL

**GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y SU RELACIÓN CON EL
EMPLAZAMIENTO DE CUERPOS INTRUSIVOS AFLORANTES
EN EL LITORAL MARINO AL SUR DE LIMA ENTRE LOS
PARALELOS S12.33° – S12.47°**

**PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:
INGENIERO GEÓLOGO**

**PRESENTADO POR:
Bachiller Marco Aurelio Leiva Saucedo**

**ASESOR:
Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani**

Cajamarca-Perú

2021

AGRADECIMIENTO

En estos párrafos quisiera expresar mi más sincero agradecimiento y gratitud a mi alma mater, Universidad Nacional de Cajamarca, a sus claustros, que me acogieron y a mis docentes que contribuyeron de gran manera en mi formación profesional aportando en mi conocimiento y experiencia en especial a mi asesor el Dr. Zenón Crispín Quispe Mamani, mi gratitud para él.

De la misma forma quiero expresar al Dr. Cesar E. Vidal por el apoyo y soporte brindado en la etapa de campo transmitiéndome sus conocimientos en esta tan noble profesión; además por inculcarme responsabilidad y persistencia, cualidades importantes para concretar objetivos.

DEDICATORIA

A Dios, por todo lo que nos brinda; a mi madre, la señora Magna Saucedo Olivares, la persona más importante en mi vida por el amor y apoyo que siempre tuve, con mucho cariño para ella.

A mi familia por compartir momentos significativos que me ayudaron a crecer personalmente.

A mis amigos y personas que de alguna manera contribuyeron en la realización de la presente tesis.

A Carmen por su comprensión y paciencia.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
AGRADECIMIENTO	i
DEDICATORIA	ii
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE TABLAS	xvi
RESUMEN	xvii
ABSTRACT	xviii
CAPÍTULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO II	4
MARCO TEÓRICO	4
2.1 ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA INVESTIGACIÓN	4
2.2 BASES TEÓRICAS	6
2.2.1 TECTÓNICA DE PLACAS	6
2.2.2 CICLO DE WILSON	7
2.2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA	9
2.2.4 DEFORMACIÓN	9
2.2.4.1 ¿Qué es deformación?	10
2.2.5 FRACTURAS	10
2.2.5.1 Clasificación de fracturas	11
2.2.6 FALLAS	14
2.2.6.1 Elementos de una falla	15
A.- Falla	15
B.- Plano de Falla	15
C.- Bloque Techo	15
D.- Bloque Piso	16
E.- Falla con desplazamiento	16
F.- Desplazamiento neto	16

	Pág.
G.- Desplazamiento de buzamiento.....	16
H.- Salto de Falla.....	16
I.- Rechazo.....	16
J.- Desplazamiento de rumbo.....	16
2.2.6.2 Tipos de falla.....	17
A.- Normal.....	17
B.- Inversa.....	17
C.- De Rumbo.....	17
D.- Lítrica Normal.....	17
E.- Cabalgamiento.....	17
F.- Rotacional.....	18
2.2.6.3 Transpresión y Transtensión.....	18
2.2.6.4 Modelo de anderson.....	19
2.2.6.5 Representación estereográfica de la clasificación de Anderson.....	20
2.2.6.6 Análisis microtectónico.....	21
2.2.6.6.1 Compatibilidad geométrica (sistema o modelo riedel).....	21
2.2.6.7 Estructuras extensionales.....	22
2.2.6.8 Métodos de diedros rectos.....	23
2.2.7 ROCAS.....	25
2.2.7.1 Rocas intrusivas.....	25
2.2.7.1.1 Intrusiones menores.....	27
2.2.7.1.2 Mecanismos de emplazamiento.....	28
2.2.7.1.3 Patrones estructurales en cuerpos intrusivos naturales.....	31
2.2.7.1.4 Plutones concordantes.....	32
2.2.7.1.5 Descripción de rocas ígneas.....	33
2.2.7.1.6 Identificación de minerales.....	37
2.3 DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS.....	38
CAPÍTULO III.....	40
MATERIALES Y MÉTODOS.....	40
3.1 UBICACIÓN DE LA ZONA DE INVESTIGACIÓN.....	40
3.1.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA.....	40
3.1.2 UBICACIÓN POLÍTICA.....	40

	Pág.
3.1.3 ACCESO AL ÁREA DE INVESTIGACIÓN.....	42
3.2 TIPO Y MÉTODO DE INVESTIGACIÓN.....	43
3.3 PROCEDIMIENTOS Y TÉCNICAS DE RECOPIACIÓN DE DATOS	44
3.3.1 ETAPA PRE CAMPO, RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	44
3.3.2 ETAPA DE CAMPO.....	44
3.3.3 ETAPA POST CAMPO	44
3.4 DESCRIPCIÓN DE LOS EQUIPOS, INSTRUMENTOS Y TÉCNICAS DE MEDICIÓN	45
3.4.1 MATERIALES PARA CAMPO	46
3.4.2 MATERIALES PARA GABINETE	46
3.5 TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS	47
3.6 CONTROL DE CALIDAD DE LOS DATOS.....	47
3.7 CONTEXTO GEOLÓGICO local.....	48
3.7.1 ESTRATIGRAFÍA local	48
3.7.1.1 Formación pamplona	51
3.7.1.2 Formación Atocongo	52
3.7.1.3 Grupo Casma	53
3.7.1.3.1 Formación Chilca	53
3.7.1.4 Depósitos Cuaternarios.....	56
3.7.2 DIQUES Y SILLS	57
3.7.3 LAS PRIMERAS INTRUSIONES BÁSICAS.....	62
3.7.4 RELACIÓN DE CONTACTO ENTRE LOS CUERPOS INTRUSIVOS Y LAS ROCAS SEDIMENTARIAS	66
3.7.5 FOLIACIÓN INTERNA EN EL INTRUSIVO	72
3.7.6 CONTEXTO TECTÓNICO.....	74
3.7.6.1 Los Andes Peruanos	74
3.7.6.2 Regimenes Extensionales	76
3.7.7 CONTEXTO ESTRUCTURAL.....	82
 CAPÍTULO IV	 88
ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	88
4.1 ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON EL EMPLAZAMIENTO DE CUERPOS INTRUSIVOS.	88

	Pág.
4.1.1 FALLAS RELACIONADO A DIQUES MÁFICOS	88
4.1.2 FALLAS RELACIONADO A DIQUES VESICULARES	89
4.1.3 FALLAS RELACIONADO A DIQUES ANULAR.....	90
4.2 SECCIONES DELGADAS	93
4.2.1 ANÁLISIS DE SECCIONES DELGADAS	93
4.2.1.1 Muestra de la Formación Pamplona	93
4.2.1.2 Muestra de la secuencia piroclástica	94
4.2.1.3 Muestras del Intrusivo (Lacolito)	95
4.2.1.4 Muestra de dique máfico	98
4.2.1.5 Muestra de dique vesicular	99
4.2.1.6 Muestra de dique anular	100
4.2.2 RELACIÓN ESPACIO-TIEMPO DE CUERPOS INTRUSIVOS.....	102
4.3 MODELAMIENTO GEOLÓGICO	102
4.4 CONTRASTACIÓN DE LA HIPÓTESIS.....	105
CAPÍTULO V	106
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIÓN.....	106
5.1 CONCLUSIONES.....	106
5.2 RECOMENDACIONES	107
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	108
ANEXOS.....	110

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Mapa que muestra las diferentes placas tectónicas y su relación con la ubicación actual de los continentes (NASA, 2002).....	7
Figura 2. El ciclo de Wilson explica los aparentes desplazamientos tectónicos que por geofísica se reconocían paralelo a las dorsales o sistemas montañosos submarinos y su evolución tectónica (Wilson, 1963).....	8
Figura 3. Las diferencias entre los principales tipos de fracturas se basan en el desplazamiento relativo del material sobre lados opuestos de la fractura (Kulander et al, 1979).....	13
Figura. 4. Modo de Fracturas I, II, III, IV (Fossen, 2010).....	13
Figura 5. La orientación de varios tipos de fracturas con respecto al esfuerzo principal (Fossen, 2010).	14
Figura 6. Elementos estructurales de una falla geológica (modificado de Coe, 2010).17	
Figura 7. Tipos de fallas ideales (Camargo, 2015).....	18
Figura 8. Modelos de transpresión y transtensión conectados por estilos de compresión, strike slip (rumbo) y extensión (Fossen, 2010).....	19
Figura 9. Modelo de Anderson para clasificar fallas, modificada de (Rowland, 2007).	20
Figura 10. Block diagrama derivado del modelo Andersoniano y su relación con la representación estereográfica en Faultkin, modificada de (Fossen, 2010).....	20
Figura 11. Estructuras compatibles (Fallas inversas, normales y pliegues) para una compresión regional NE-SO de un sistema de rumbo sinistral, adaptada de (McClay & Bonora, 2001).....	21
Figura 12. Modelo de estructuras tipo Riedel aplicado para la definición de la generación de estructuras asociadas a un mismo sistema estructural, modificado de (Petit, 1987).	22
Figura 13. Diferentes tipos de jogs extensionales, con formación de diferentes morfologías filonianas, adaptada de (Sibson, 1990).....	23
Figura 14. Esquema de diedros rectos en una falla en proyección estereográfica diagrama de fallas normales e inversas, modificado de (Vicente et al., 1992).	24
Figura 15. Esquema de un plutón granítico que destaca las relaciones de contacto complejas y las estructuras asociadas (Jerram y Petford, 2011).....	26
Figura 16. Amplios tipos de intrusiones de nivel superficial; sills, diques, lacolitos y lopolitos (Jerram y Petford, 2011).....	28

	Pág.
Figura 17. Esquema con cada mecanismo de emplazamiento está relacionado con el campo regional de tensiones y la reología de la corteza. El acortamiento horizontal que causa los domos sin cinemáticos (c) puede producir fracturas en profundidad y por lo tanto la propagación de diques (d), si existe una alta presión de fluidos. Las calderas de subsidencia (f) generalmente se desarrollan en relación con fracturas extensionales asociadas a una distensión regional (zonas de rifting) (Castro, 1986).	30
Figura 18. Régimen de estrés, fracturas por cizallamiento y fracturas por tensión en la corteza superior. A. En extensión, las fracturas por corte son normales y abruptas y las fracturas por tensión son casi verticales (diques). B. En compresión, las fracturas por corte son inversas y las fracturas de tensión son casi horizontales (sills). Se espera que el ascenso al magma sea menos favorable en compresión que en extensión debido a la orientación adversa de las tensiones principales y la actitud horizontal de sitios de tensión que pueden actuar como vías de magma (Ferre et al., 2012).	31
Figura 19. Lacolito descrito por Gilbert (1887).	32
Figura 20. Series de reacciones Bowen y la relación de las asociaciones minerales con composición y temperatura de rocas ígneas (Dougál y Petford, 2011).	34
Figura 21. Bocetos de cristales de anfíboles euhedrales, subhedrales y anhedrales (Dougál y Petford, 2011)	37
Figura 22. Esquema de clasificación preliminar para rocas ígneas usando el índice de color (la cara frontal muestra proporciones aproximadas de minerales claros y oscuros que ocurren en diferentes contenidos de sílice), minerales de silicatos (que se reconocen en campo) y el tamaño de grano (disminuyendo con la profundidad en el diagrama) (Dougál y Petford, 2011).	38
Figura 23. Mapa de ubicación del área de investigación.	41
Figura 24. Acceso terrestre para llegar a San Bartolo desde el centro de Lima.	42
Figura 25. Acceso desde San Bartolo hacia Santa María de Mar (imagen de la derecha), ambos partes del área de investigación (imagen de la izquierda).	42
Figura 26. Procedimiento y técnica de recolección de datos. Fuente: Propia.	45
Figura 27. Tratamiento y análisis de datos para la investigación. Fuente: Propia.	47

	Pág.
Figura 28. Columna generalizada del área de Lima (Modificada de Palacios et al., 1992). El rectángulo de color rojo indica las formaciones presentes en el área de investigación según el INGEMMET.	50
Figura 29. X: 307211 Y: 8627064. Estratificación: Az/Bz: N305°/56°. Intercalación de derrames volcánicos de composición basalto-andesita con secuencias lutáceas de la Formación Pamplona. Parte central del área de investigación.	52
Figura 30. X: 30711. Y: 8627515. Estratificación: Az/Bz: N320°/52°. Intercalación de derrames volcánicos de composición basalto-andesita con milimétricas secuencias de lutitas, en parte abigarradas, Formación Pamplona. Parte nor-occidental del área de investigación.	52
Figura 31. X: 304496, Y: 8632291. Estratificación: Az/Bz: N315°/28°. Estratificación en secuencias pirocláticas de la Formación Chilca. Punta Negra.	54
Figura 32. X: 304485, Y: 8632258. Az/Bz Dique Andesítico: W-E/vertical. Dique cortando las secuencias piroclásticas de la Formación Chilca, relacionado a la tercera generación de diques y sill de San Bartolo. Foto tomada en Punta Negra.	55
Figura 33. Estratigrafía del área de Lima con sus zonas paleotológicas y los eventos deposicionales y tectónicos más importantes (Aleman, Benavides y León, 2006).	55
Figura 34. Depósitos debris flow interstratificados con eolianitas, además, se puede observar la presencia de tectónica cuaternaria en la parte izquierda de la imagen.	56
Figura 35. Depósitos debris flow mejor representados, interstratificados con depósitos eólicos.	57
Figura 36. X: 306816 Y: 8627496. Estratificación: Az/Bz: N318°/30°-35°. Sill máfico de hasta 3m emplazado en las secuencias pelíticas de la Formación Pamplona.	58
Figura 37. X: 306816 Y: 8627496. Estratificación: Az/Bz: N325°/37°-45°. Diques vesiculares cortando intercalación de secuencias carbonatadas y lutáceas de la Formación Pamplona y sills máficos de la primera generación.	59
Figura 38. X: 307100 Y: 8627454. Dique: AZ/BZ: N 315°/65° Estratificación: Az/Bz: N 322°/43°. Dique vesicular de composición andesítica cortando a secuencias lutáceas de la Formación Pamplona.	59

	Pág.
Figura 39. X: 306585, Y: 8629170. Dique anular de 3 m de composición andesítica, cortando a las secuencias piroclásticas. Cerca al bufadero.	60
Figura 40. Cartografiado, en el área del Bufadero, de las tres generaciones de diques y sills descritos anteriormente, emplazados en el piroclasto de la Formación Chilca.....	61
Figura 41. Sección litológica, en el área del distrito San Bartolo, se observa los enjambres de diques maficos y vesiculares emplazados en rocas de la secuencia piroclástica.....	62
Figura 42. X: 306478 Y: 8627166. Tres evento principales en la imagen; el primero la sedimentación de la Formación Pamplona, segundo evento el emplazamiento de diques y sill a partir de fallas de cinemática normal y finalmente el emplazamiento lento de un intrusivo de composición diorítica, precursores de la Super Unidad Patap, que deforma las secuencias vulcano-sedimentarias y se genera un anclinal a partir de dicho emplazamiento.....	63
Figura 43. X: 306492, Y: 86226873. Foliación interna sintectónica en el acantilado de Cerro La Paloma.....	64
Figura 44. Distribución de los plutones básicos entre Chimbote y Cañete (adaptado de Pitcher, 1978) mostrando A) la extensión de la cuenca marginal (Cobbing, 1978); B) la distribución de las rocas volcánicas cretácicas. Se remarca en un cuadro de color rojo la ubicación de nuestros intrusivos en San Bartolo y Santa María del Mar.....	65
Figura 45. X: 306764, Y: 8625312. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N347°/20°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante vulcano-sedimentaria. Vista al S. Piso del acantilado del Cerro La Paloma.....	66
Figura 46. X: 306735, Y: 8625408. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N315°/34°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante vulcano-sedimentaria. Vista al N. Piso del acantilado del Cerro La Paloma.....	65
Figura 47. X: 306737, Y: 8625395. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N305°/42°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante vulcano-sedimentaria. Vista al W. Piso del acantilado del Cerro La Paloma.	67
Figura 48. X: 306483, Y: 8626825. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N351°/40°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante vulcano-sedimentaria. Vista al NNE. Techo del acantilado del Cerro La Paloma.....	68

	Pág.
Figura 49. Vista panorámica del área de investigación, tomada desde la parte occidental. Nótese los dos tipos de rocas, tanto vulcano-sedimentarias como intrusivas (imagen 2); resaltándose en cuadro de color rojo el fallamiento normal que presenta el área y que permitió la presencia de remanentes vulcano-sedimentarios en la parte superior del acantilado (interpretación, imagen 3), y que están dispuestos de manera concordante con respecto al intrusivo, el mismo que se encuentra con una clara foliación interna paralelo a la estratificación.....	69
Figura 50. X: 307068, Y: 8626568. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N339°/32°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante vulcano-sedimentaria. Vista al N.	70
Figura 51. X: 307182, Y: 8626402. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N315°/34°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante vulcano-sedimentaria. Vista al S.	70
Figura 52. Porfidoblastos en la aureola de contacto entre el lacolito de Cerro la Paloma y las secuencias vulcano-sedimentarias de la Formación Pamplona.....	71
Figura 53. Sección transversal mirando al N, del área de investigación. Se observa la disposición de los intrusivos con respecto a la roca encajonante, siendo concordante de W-E, tal cómo se muestra en la sección.	72
Figura 54. Vista panorámica al N de un afloramiento de la zona oeste del área de investigación, evidenciándose la foliación de dicho intrusivo. Acantilado de Cerro La Paloma.	72
Figura 55. Vista panorámica al S de un afloramiento de la zona oeste del área de investigación, evidenciándose la foliación de dicho intrusivo.	73
Figura 56. Vista panorámica al N de un afloramiento de la zona oeste del área de investigación, evidenciándose la foliación de dicho intrusivo.	73
Figura 57. X: 307502, Y: 8625804. Foliación: N320°/38°. Estructura mineralizada en forma de manto, de hasta 60 cm de espesor, paralela a la foliación del intrusivo.....	74
Figura 58. Morfología Andina, producto de la subducción de la Placa de Nazca con la Sudamericana (Sévrier et al., 1988).	75

	Pág.
Figura 59. Eventos tectónicos de la margen peruana entre el Mesozoico y el Cenozoico, resaltando la tectónica de extensión acontecida en el Albiano (Jaillard, 1999).....	76
Figura 60. Subducción tipo Mariana (régimen extensional) para finales del Cretácico inferior.	77
Figura 61. Régimen extensional a fines del Cretáceo Inferior generado por el tipo de subducción Mariana que genera velocidades de subducción muy bajas o nulas. Se denota también fallamiento de componente normal principalmente, parte de un posible Rift que tiene como núcleo nuestra área de investigación (en base al % de estructuras y cuerpos ígneos con respecto a la encajonante vulcano-sedimentaria) migrando de sur a norte (Ramos, 2009).	78
Figura 62. Depositación del Grupo Lima desde el Jurásico superior hasta el Cretáceo medio (Aptiano-Albiano), describiendo las secuencias deposicionales de cada formación.....	78
Figura 63. Abombamiento y fracturamiento de las secuencias deposicionales por generación de magma, inicio de régimen extensional.	79
Figura 64. Formación del Rift continental por procesos netamente extensivos y ascenso del magma a través de fallamiento de tipo normal.	79
Figura 65. Extensión del fondo oceánico y generación de vulcanismo subacuático, generación de piroclastos de la Formación Chilca en la zona de mayor apertura.....	80
Figura 66. Emplazamiento de los primeros intrusivos precursores del Batolito de la Costa, de composición gabroide a diorítica, y que ocupan la zona de investigación con expansión a norte y sur y que aprovecharon la estratificación de las secuencias vulcano - sedimentarias emplazándose de manera concordante.	80
Figura 67. Generación de vulcanismo y emplazamiento de diques y sills, ocupando densidades diferentes de acuerdo a la zona de extensión. Conocido ahora como el Enjambre de diques y sills de San Bartolo.	81
Figura 68. De manera regional se observa la generación de una cuenca marginal o de antearco, que luego de la reactivación de la subducción tipo peruana-chilena genera regímenes compresionales y el emplazamiento del arco volcánico pos Aptiano-Albiano, ahora conocido como Batolito de la Costa.	81

	Pág.
Figura 69. Engrosamiento y levantamiento del arco magmático por procesos compresionales, generando fallamiento y fracturamiento relacionados a una cinemática inversa. Actual topografía.	82
Figura 70. X: 307043, Y: 8627385. Falla: Az/Bz: N247°/57°. Estructura extensional clasificada a partir de Sibson (1990), clasificada como lazo sigmoide, cinemática de componentes normal-sinistral. Nótese el esfuerzo de compresión máxima (σ_1).	83
Figura 71. X: 307030, Y: 8627380. Falla: Az/Bz: N260°/36°. Falla de cinemática dextral-normal en base al análisis Riedel (modificado de Petit, 1987). Nótese el esfuerzo de compresión máxima (σ_1).	83
Figura 72. X:306502, Y: 8626575. Falla: Az/Bz: N225°/68°. Falla de cinemática principalmente normal en base al análisis Riedel (modificado de Petit, 1987). Nótese el esfuerzo de compresión máxima (σ_1).....	84
Figura 73. X: 306484, Y: 8626580. Falla: Az/Bz: N°158°/80°. Falla de cinemática normal-dextral en base al análisis Riedel (modificado de Petit, 1987). Presencia de OxsFe y OxsMg. Nótese el esfuerzo de compresión máxima (σ_1).	84
Figura 74. X: 306475, Y: 8626572. Falla: Az/Bz: N°118°/71°. Falla de cinemática normal-sinistral en base al análisis de indicadores cinemáticos (para el caso: estrías y escalones de falla).....	85
Figura 75. X: 306472, Y: 8626570. Falla: Az/Bz: N°120°/68°. Intrusivos tenuemente diferenciados, nótese las fracturas en diferentes direcciones.	86
Figura 76. X: 306479, Y: 8626814. Fracturas describiendo los tres eventos estructurales. El primero de foliación sintectónica. El segundo de régimen extensional y el tercero de régimen compresional según el modelo Andersoniano.	87
Figura 77. X:306515, Y: 8626582. Falla inversa de espesor milimétrico, relacionado al tercer evento estructural, desplazamiento menor a 5 cm, relleno escaso de carbonatos en las fracturas.	87
Figura 78. Análisis estereográfico de las fallas de primera generación. A) Se observa la proyección estereográfica de las fallas por el método de los diedros rectos. B) Se observa el paleoesfuerzo principal compresivo (σ_1), Zonas azules (zona de compresión) y zonas rojas (zona de tensión).....	89

	Pág.
Figura 79. Análisis estereográfico de las fallas de segunda generación. A) Se observa la proyección estereográfica de las fallas por el método de los diedros rectos. B) Se observa el paleoesfuerzo principal compresivo (σ_1), Zonas azules (zona de compresión) y zonas rojas (zona de tensión).....	89
Figura 80. Análisis estereográfico de las fallas de tercera generación. A) Se observa la proyección estereográfica de las fallas por el método de los diedros rectos. B) Se observa el paleoesfuerzo principal compresivo (σ_1), Zonas azules (zona de compresión) y zonas rojas (zona de tensión).....	90
Figura 81. Se observa la clasificación de fallas del área de investigación basada en su buzamiento y pitch de los planos de fallas.	90
Figura 82. Resumen de las estaciones estructurales tomadas en campo y las tendencias generadas (NO-SE, NE-SO y O-E).	92
Figura 83. Muestras de mano cortadas para ser analizadas a través de secciones delgadas.	93
Figura 84. Fotomicrografía de SB-01 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados, pertenecientes a una caliza mudstone de la Formación Pamplona.	94
Figura 85. Fotomicrografía de SB-02 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados perteneciente a un piroclasto de composición andesítica.	95
Figura 86. Fotomicrografía de SB-03 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados perteneciente al lacolito aflorante concordante a las secuencias clásticas.	96
Figura 87. Fotomicrografía de SB-04 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados perteneciente al mismo lacolito en otro punto de muestreo.	97
Figura 88. Fotomicrografía de SB-05 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados perteneciente a un intrusivo al techo del Lacolito (Ver columna estratigráfica en Anexos).....	98
Figura 89. Fotomicrografía de SB-06 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados perteneciente al intrusivo al techo del lacolito, pero tomado en otro punto de muestreo.	99
Figura 90. Fotomicrografía de SB-08 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados pertenecientes a la primera generación de diques de tendencia NO-SE y de composición similar a la de los cuerpos ígneos.....	100

	Pág.
Figura 91. Fotomicrografía de SB-09 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados pertenecientes a los diques vesiculares de segunda generación de tendencia NE-SO de composición andesítica.....	100
Figura 92. Fotomicrografía de SB-07 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados perteneciente al dique anular, que es la última generación de diques de tendencia O-E y de composición más evolucionada que las anteriores	101
Figura 93. Vista del modelo litológico 3D..	102
Figura 94. Vista 3D de como ingreso el intrusivo (Lacolito) dentro de las rocas sedimentarias y la deformación que causa, también se observan las principales fallas extensionales (Planos azules)	103
Figura 95. Vista en 3D del intrusivo (Lacolito) con las principales fallas extensionales (planos azules) que generaron su emplazamiento en el área de investigación.....	104

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Composiciones químicas típicas para algunos minerales importantes de silicato en rocas ígneas (porcentaje en peso).....	34
Tabla 2. Clasificación de rocas ígneas por el contenido de SiO ₂ y su posible descripción en campo.....	35
Tabla 3. Descripciones del tamaño de grano en rocas cristalinas.	36
Tabla 4. Ubicación geográfica del área de estudios ubicada entre la parte suroeste del cuadrángulo de Lurín, hoja 25 j (DATUM WGS-84).	40
Tabla 5. Tiempo y distancia entre los distritos involucrados en la investigación.	42
Tabla 6. Clasificación y tipo de investigación.....	43
Tabla 7. Materiales de campo.....	46

RESUMEN

La investigación ubicada en los distritos de San Bartolo, Santa María del Mar y Embajadores, provincia y región de Lima se caracteriza por presentar afloramientos de rocas sedimentarias de la Formación Pamplona, Formación Atocongo y secuencias volcánicas submarinas de la Formación Chilca, de edad Cretácico Inferior; además existen cuerpos intrusivos precursores del emplazamiento del Batolito de la Costa y enjambre de diques y sills pertenecientes a una extensión ensiálica formadora de rift. Es por ello que se determinó la configuración estructural y su relación con los cuerpos ígneos aflorantes. Los objetivos son, además de caracterizar la geología estructural y su implicancia con el emplazamiento de estos cuerpos, describirlos petro-mineralógicamente y determinar su relación espacial con respecto a las secuencias sedimentarias y volcánicas submarinas, posteriormente realizar el modelo geológico 3-D. Se realizó la toma de datos estructurales por estaciones, cartografiado geológico, toma de muestras para realizar el análisis en laboratorio a través de secciones delgadas. Como resultados se obtuvieron que las estructuras relacionadas con el emplazamiento de cuerpos intrusivos son fallas trans-tensionales principales de NO-SE, NE-SO y O-E, relacionadas al emplazamiento de la primera, segunda y tercera generación asociados a diques máficos, vesiculares y anular correspondientemente. Se concluye que los intrusivos presentan una foliación concordante a la estratificación de las rocas vulcano sedimentarias de la Formación Pamplona, al oeste, y sub-concordantes en el contacto con el techo de la Formación Pamplona y piso de la Formación Atocongo, al este, determinando a esta foliación como un evento sintectónico.

Palabras claves: Configuración estructural, enjambre de diques, evento sintectónico, fallas extensionales, cuerpos intrusivos concordantes y sub-concordantes.

ABSTRACT

The research located in the districts of San Bartolo, Santa María del Mar and Embajadores, province and region of Lima is characterized by outcrops of sedimentary rocks of the Pamplona Formation, Atocongo Formation and submarine volcanic sequences of the Chilca Formation, of Lower Cretaceous age; there are also intrusive bodies precursors of the Coastal Batholith and swarms of dikes and sills belonging to a rift-forming ensial extension. For this reason, the structural configuration and its relationship with the outcropping igneous bodies was determined. The objectives are, besides characterizing the structural geology and its implication with the emplacement of these bodies, to describe them petro-mineralogically and to determine their spatial relationship with respect to the submarine sedimentary and volcanic sequences, subsequently to make the 3-D geological model. Structural data was collected by stations, geological mapping, sampling for laboratory analysis through thin sections. As results were obtained that the structures related to the emplacement of intrusive bodies are main trans-tensional faults of NW-SE, NE-SW and W-E, related to the emplacement of the first, second and third generation associated to mafic, vesicular and annular dykes correspondingly. It is concluded that the intrusives present a foliation concordant to the stratification of the volcanic-sedimentary rocks of the Pamplona Formation, to the west, and sub-concordant in the contact with the roof of the Pamplona Formation and floor of the Atocongo Formation, to the east, determining this foliation as a syntectonic event.

Key words: Structural configuration, dyke swarm, syntectonic event, extensional faults, concordant and sub-concordant intrusive bodies..

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

Cómo planteamiento del problema mencionaremos que la Geología Estructural es rama de geología que tiene una importancia relevante; esta nos provee de información de forma y geometría de las rocas en relación con los procesos tectónicos al que estuvieron sometidos; sin embargo, un aspecto importante también es la petrología pues ayuda a determinar los procesos formativos de las rocas describiendo textura, estructura interna y composición lo que nos permite realizar una interpretación del origen y ambiente en la que éstas fueron formadas.

La investigación se realizará en los sectores centrados en los balnearios San Bartolo y Santa María del Mar ubicados entre 46 y 50 Km. al sur de Lima. allí afloran los enjambres de diques de San Bartolo emplazados en formaciones sedimentarias y volcánicas submarinas (Vidal. 1990). Al parecer estas rocas encajonantes son de edades cretácicas (Stewart et. al. 1974) pertenecientes a la cuenca del río Cañete (Cobbing. 1978), limitada por fallas formadas durante una extensión ensiálica que ocurrió episódicamente durante el mesozoico (Aleman. 2006). Al este afloran intrusivos del Batolito de la Costa de varias pulsaciones (Palacios. 1992) que está constituida por cuerpos de gabros y dioritas, las más antiguas del Batolito con intervalos que pueden variar de 84 a 102 m.a. para el segmento Lima (Pitcher, W. 1985). Todas estas ocurrencias forman la línea de costa con geomorfología de bahías, playas de arena y puntas rocosas al oeste del enjambre de diques.

Es importante determinar la relación temporal y espacial de los intrusivos con las formaciones aflorantes en la zona de investigación, describir la petrografía y en especial la configuración estructural de estos complejos ígneos.

La formulación del problema es ¿Cuál es la configuración estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino entre los paralelos S12.33°-S12.47°?

Como objetivo general tenemos Caracterizar la Geología Estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima; y específicos son caracterizar los intrusivos aflorantes, determinar la relación espacial entre los intrusivos y las rocas vulcano sedimentarias y realizar el modelo geológico en Leapfrog 4.0.

La formulación del problema es que los cuerpos intrusivos aflorantes en la zona del litoral marino se emplazaron aprovechando fallas y fracturas preexistentes determinando la relación espacial y temporal entre dichos intrusivos plutónicos y sub volcánicos cuya edad es post cretácica inferior.

La investigación se elaborará con la finalidad de aportar datos geológicos, estructurales, y geoquímicos, así complementar con los ya existentes para entender la importancia del tectonismo y magmatismos de esta franja costera zona sur de Lima. Estudio que puede ser utilizada por investigadores y personas interesadas en el tema.

La descripción de los contenidos abarca Capítulo I: Introducción, se presenta el contexto del problema a resolver (Caracterizar la geología estructural y la relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos al sur de Lima) conjuntamente con los objetivos, hipótesis, además de sustentar la justificación e importancia de la realización de la investigación.

Capítulo II: Marco Teórico, toma de información de antecedentes realizados por investigadores nacionales e internacionales, tales como trabajos de geología estructural, petrología de batolitos, estratigrafía sedimentaria, además se presenta las bases teóricas que sustentan y fundamentan la investigación.

Capítulo III: Materiales y métodos, se detalla la ubicación geográfica de la investigación, se describe la metodología a emplear, así también los procedimientos de en la toma de datos estructurales para su procesamiento, además del contexto geológico.

Capítulo IV: Análisis y discusión de resultados, se realiza el análisis, validación y procesamiento de los datos estructurales obtenidos en campo con el criterio microtectónico de diedros rectos para su procesamiento en el software FaulKin, posteriormente serán interpretados para definir un modelo de la configuración estructural de la geología del sur de Lima.

Capítulo V: Conclusiones y recomendaciones, verificación de la coherencia con los objetivos planteados, es la síntesis de los resultados obtenidos en la investigación.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 ANTECEDENTES TEÓRICOS DE LA INVESTIGACIÓN

Aleman y León (2016), The early cretaceous subaqueous volcanism in the Pucusana Formation, central coastal ranges of Perú: a late Neocomian Slab Window, Antenor Aleman y Whalter León describen las facies volcanoclásticas del cretácico inferior y la distribución restringida de la Formación Pucusana en la costa central del Perú. Esta unidad consiste en más de 800 metros de desorganizadas y estratificadas brechas volcánicas; gruesas, medias y delgadas areniscas subhorizontales, además gruesos flujos de basaltos a basalto andesitas, con subordinación de delgadas a medias capas de limoarcillitas y estratos de rocas fosilíferas al techo.

Ferré et al (2012), Granite magma migration and emplacement along thrusts. Ferré, Galland, Montanari y Kalakay investigan la influencia ejercida por estructuras tectónicas frágiles en el emplazamiento de plutones granitoides en entornos compresivos y el control geométrico de las vías del magma en la abundancia de intrusiones graníticas subhorizontales; abordan el caso de la tectónica compresional y la intrusión magmática en un primer caso de ser coetáneos, para estudiar como la tectónica compresional activa controla el transporte del magma y; en un segundo caso cuando son diacrónicos, esto para estudiar el rol de las estructuras preexistentes en el transporte del magma. Además, los resultados experimentales también permiten la evaluación del rol desempeñado por la viscosidad del magma en la determinación de la geometría del plutón.

Fossen (2010), Structural Geology, Haakon Fossen realiza la introducción a los principios básicos, aspectos y métodos de la geología estructural, se ocupa principalmente de la geología estructural de la corteza, aunque los procesos y estructuras descritos son relevantes también para la deformación que ocurre en niveles más profundos dentro de nuestro planeta; desarrolla temas como geología estructural y análisis estructural, deformación, esfuerzo en

las rocas, esfuerzo en la litosfera, reología, fracturas, fallas, cinemática y paleoesfuerzos en un régimen frágil, foliación y clivaje, realizando ejemplos y métodos experimentales prácticos.

Aleman et al (2006), Estratigrafía, Sedimentología y Evolución Tectónica de Área de Lima. Aleman, Benavides y León describen cuatro grupos (Puente Piedra, Morro Solar, Lima y Casma) de amplia distribución y una Formación Pucusana de límites restringidos pertenecientes a la cuenca del Río Cañete de características volcánico sedimentarias que sugiere que periodos intermitentes de extensión y volcanismo jugaron un papel muy importante en la evolución temprana de los andes.

Clemens (1998), Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas, Clemens presenta un resumen de los postulados actuales sobre el origen de los magmas graníticos junto con los cálculos de algunas propiedades importantes de los fundidos graníticos y los magmas, un punto importante que aborda son los mecanismos de ascenso del magma, el diapirismo y el dique representan dos modelos competitivos al ascenso denotando las diferencias en los procesos y productos entre los dos, siendo estas diferencias profundas para la evolución de la corteza continental.

Vidal (1990), En el enjambre de diques de San Bartolo, estudio descriptivo del emplazamiento de cuerpos sub-volcánicos, Vidal evidencia tres generaciones de diques hipabisales. Dicho enjambre está emplazado en rocas volcánico-sedimentario de la formación pamplona interpretando que la presencia de enjambres junto a su alteración hidrotermal son manifestaciones de un centro volcánico exhalativo asociado a un vulcanismo submarino de tipo fisural.

Castro (1987), On granitoid emplacement and related structures. A review, Castro indica que los magmas graníticos se emplazan en la corteza superior bajo una compleja interacción entre procesos gravitatorios y tectónica horizontal, se revisan los principales mecanismos de emplazamiento como el diapirismo, ballooning, stoping, cauldron subsidence y propagación de diques, siendo esta última el proceso más efectivo en el transporte de magmas desde zonas profundas en la corteza y manto superior. Castro también menciona que en dominios orogénicos los magmas alcanzan la corteza superior a través de estrechos canales o diques y se acumulan en un reservorio final bien en forma de plutones discordantes suprayacentes, o

bien en la forma de un ballooning pluton si durante el emplazamiento actúa alguna deformación regional.

Pitcher et al. (1985), *Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes*. Pitcher indica que el batolito costero, como otros batolitos cordilleranos, está compuesto estructuralmente por una amplia gama de intrusiones individuales, diques, sills y plutones, ensamblados en complejos plutónicos principales. También afirma que dentro del batolito costero existen conjuntos bien definidos de intrusión, tanto simples como múltiples pulsos, para el Perú llamados Complejos Plutónicos.

2.2 BASES TEÓRICAS

2.2.1 TECTÓNICA DE PLACAS

En términos geológicos una placa es una plancha rígida de roca sólida. La palabra tectónica viene de la raíz griega “construir”. Así, uniendo estas dos palabras se da origen al concepto de “tectónica de placas” utilizado para señalar que la superficie de la tierra está construida de placas. De esta forma la teoría de la tectónica de placas señala que la capa más externa de la tierra está fragmentada en una serie de placas que presentan un movimiento relativo una respecto de otra. Sin embargo, antes del advenimiento de la tectónica de placas muchas personas creían que los actuales continentes eran fragmentados de grandes masas e tierra (supercontinentes) preexistentes. Esta teoría, conocida como la “teoría de la deriva de los continentes”, construiría la antesala de la teoría de la tectónica de placas. En términos generales la tectónica de placas es un concepto científico relativamente nuevo que fue introducido a comienzos de 1960, pero que ha revolucionado nuestro entendimiento de la dinámica del planeta en que vivimos. Tal vez uno de los logros más relevantes de esta teoría es la de haber incorporado otras ramas de las ciencias de la tierra, tan opuestas como la paleontología y la sismología, en pro de encontrar respuesta a muchas preguntas sobre las que los científicos han especulado durante siglos. Interrogantes como: Por qué los terremotos y las erupciones volcánicas ocurren en áreas específicas alrededor del mundo, y cómo y por qué se han formado grandes cadenas montañosas como los Andes y los Himalayas, han sido algunas de las grandes incógnitas a las que científicos, filósofos y hasta teólogos han tratado de dar explicación durante siglos. Explicaciones que por cierto no han estado exentas de polémicas y que han dividido al mundo científico a favor de una y otra teoría (Rodríguez, 2000).

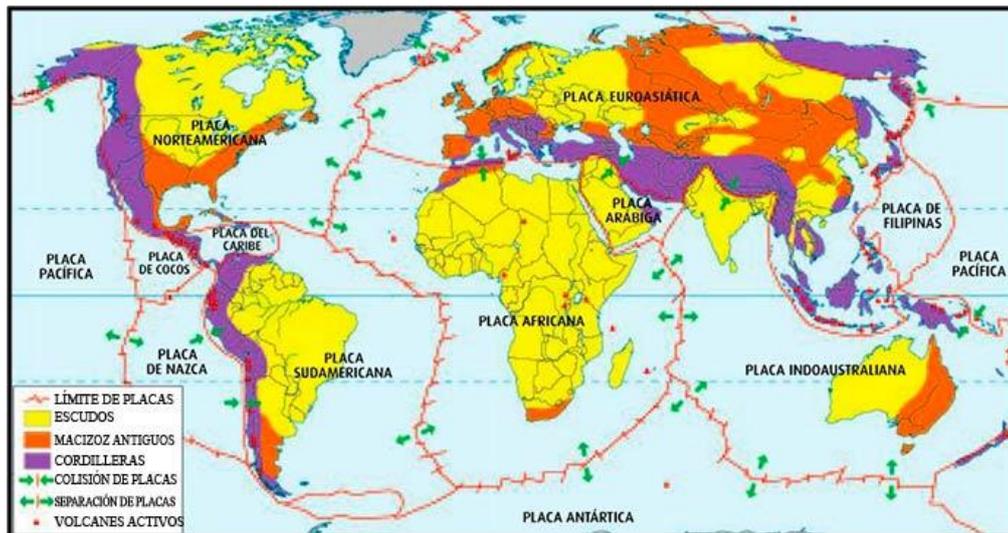


Figura 1. Mapa que muestra las diferentes placas tectónicas y su relación con la ubicación actual de los continentes (Servicio Geológico Mexicano, 2017).

2.2.2 CICLO DE WILSON

La distribución de las placas y, por tanto, de los continentes, ha cambiado a lo largo del tiempo, ya que pueden fragmentarse y unirse unos con otros. El Ciclo de Wilson, propuesta por Tuzo Wilson, nos explica de forma ordenada, el proceso de apertura y cierre de los océanos, y la fragmentación y posterior unión de los continentes, que provoca la formación de cordilleras, y resume todo lo que sucede en los bordes constructivos y destructivos sobre la litosfera.

En el ciclo se pueden distinguir las siguientes fases:

El continente se fragmenta por acción de puntos calientes que abomban y adelgazan la corteza hasta romperla, originándose un rift continental (como el Rift africano).

En la línea de fragmentación se empieza a formar litosfera oceánica (borde constructivo) que separa los fragmentos continentales. Si continúa la separación el rift es invadido por el mar y se va transformando en una dorsal oceánica (como el actual mar Rojo).

El proceso continúa y los continentes se separan progresivamente. Entre ellos aparece una cuenca oceánica ancha, con una dorsal bien desarrollada (como el Océano Atlántico actual). Cuando la cuenca oceánica alcanza cierto tamaño y es suficientemente antigua, los bordes de contacto con los fragmentos continentales se vuelven fríos y densos y comienzan a hundirse debajo de los continentes y se genera un borde de destrucción. En esta zona se origina una cadena montañosa que va bordeando al continente (orógeno tipo andino, como la cordillera de los Andes). La corteza oceánica se desplaza desde el borde constructivo al

de destrucción como una cinta transportadora, por lo que la cuenca oceánica deja de crecer (como el Océano Pacífico).

Dada la forma esférica de la Tierra, otros bordes constructivos, pueden empujar a los fragmentos continentales en sentido contrario, con lo que la cuenca oceánica se va estrechando (como en el Mar Mediterráneo).

Finalmente, al desaparecer la cuenca oceánica las dos masas continentales chocan (obducción) y se origina un continente único (supercontinente), y sobre la sutura que cierra el océano se forma una cordillera (orógeno tipo himalayo, como la cordillera del Himalaya). El desplazamiento de las placas se realiza sobre la superficie esférica, por lo que los continentes terminan por chocar y soldarse, formándose una gran masa continental, un supercontinente (Pangea, como lo llamo Wegener). Esto ha ocurrido varias veces a lo largo de la historia de la Tierra. El supercontinente impide la liberación del calor interno, por lo que se fractura y comienza un nuevo ciclo (Wilson, 1963).

Así pues, las masas continentales permanecen y unen y fragmentan en cada ciclo, mientras que las cuencas oceánicas se crean y destruyen.

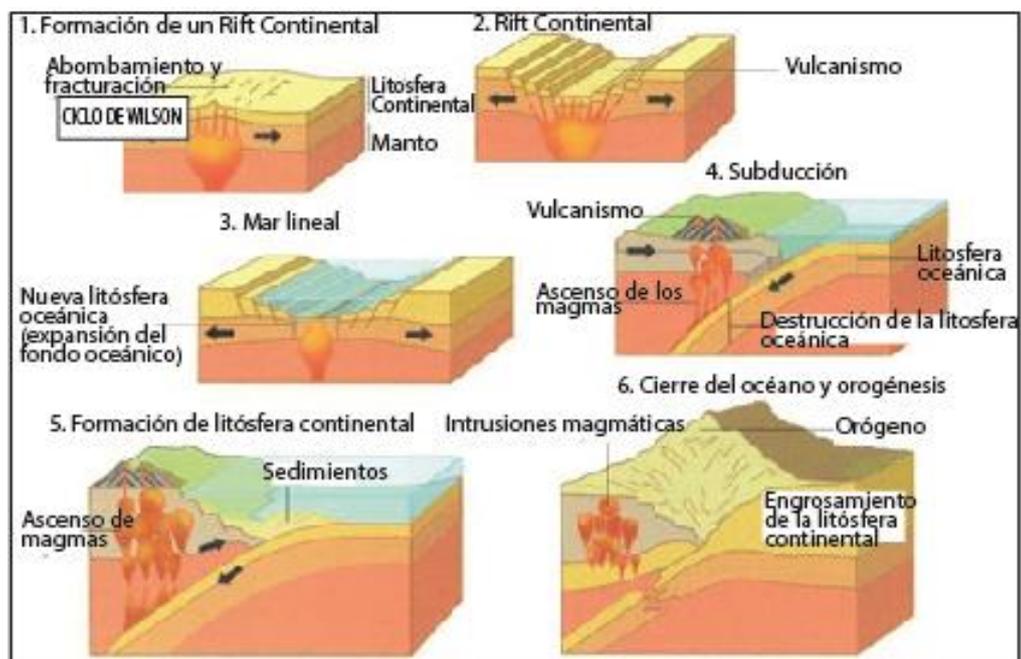


Figura 2. El ciclo de Wilson explica los aparentes desplazamientos tectónicos que por geofísica se reconocían paralelo a las dorsales o sistemas montañosos submarinos y su evolución tectónica (Wilson, 1963).

2.2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

La palabra “estructura” es derivada de la palabra en latín *struere*, de construir, nosotros podemos decir que: una estructura geológica es una configuración geométrica de las rocas, y la geología estructural trata la geometría, distribución y formación de estructuras.

Además, podemos agregar que la geología estructural solo trata con estructuras creadas durante la deformación de las rocas, no con estructuras primarias formadas por procesos sedimentarios o magmáticos. Sin embargo, las estructuras de deformación pueden formarse a través de la modificación de estructuras primarias, por ejemplo, el plegamiento de una roca sedimentaria. La palabra tectónica proviene de la palabra griega *Tektos*, y por lo tanto la geología estructural como la tectónica influyen en la edificación y la estructura resultante de la litosfera de la Tierra y los movimientos que cambian y dan forma a las partes externas de nuestro planeta. Podríamos decir que la tectónica está más relacionada con los procesos que se formen estructuras. La tectónica está relacionada con los externos y, a menudo procesos regionales que generan un conjunto característico de estructuras en una área o región.

Geología estructural típicamente pertenece a la observación, descripción e interpretación de estructuras que pueden ser cartografiados en el campo. ¿Cómo reconocer deformación en una roca? Deformado significa que algo primario o preexistente ha sido geoméricamente modificado, sea una estratificación cruzada, forma de guijarros, una textura magmática primaria o una estructura preexistente deformada. Entonces deformación puede ser definida como un cambio en tamaño y forma y para el reconocimiento de estructuras deformadas se requiere de un sólido conocimiento de rocas sin deformación y de sus estructuras primarias. Las estructuras de deformación resultantes también dependen del material inicial y de la textura y estructura. Deformando areniscas, arcillas, limolitas o granitos el resultado las estructuras son significativamente diferentes porque estos responden diferentes. Además, hay una estrecha relación entre la tectónica y la formación de rocas y las estructuras de estas (Fossen, 2010).

2.2.4 DEFORMACIÓN

Las rocas deformadas y sus estructuras y fabricas pueden ser estudiadas y cartografiadas. Cada estructura refleja un cambio de forma y quizás transporte dentro de un determinado marco de referencia. Generalmente nos referimos a estos cambios como deformación y si queremos entender las estructuras necesitamos fundamentos de la deformación, incluidas algunas definiciones útiles y descripciones matemáticas (Fossen, 2010).

2.2.4.1 Qué es deformación

El término deformación, como varios otros términos de geología estructural, es usado en diferentes formas, por diferentes personas y en diferentes circunstancias. En muchos casos, particularmente en el campo, el término hace referencia a la distorsión (tensión) que es expresado en una deformación de la roca. La palabra significa literalmente: un cambio en la forma. Sin embargo, las masas de rocas pueden ser trasladadas o rotadas como unidades rígidas durante la deformación, sin ningún cambio interno en forma. Por ejemplo, los bloques de falla pueden moverse durante la deformación sin acumular ninguna distorsión interna. Muchos geólogos estructurales quieren incluir tales desplazamientos rígidos en el término deformación y nos referimos a ellos como deformación rígida del cuerpo.

Deformación es la transformación de una geometría inicial a una geometría final por medio de traslación de cuerpo rígido, rotación del cuerpo rígido, tensión (distorsión) y/o cambio de volumen (Fossen, 2010).

En esta parte se verá estructuras formadas en rocas predominantemente por deformación frágil, es decir la ruptura de rocas a lo largo de zonas o planos de fracturas bien definidas.

Dependiendo del movimiento relativo que ocurre a través del plano de fractura, las fracturas son fracturas de extensión o fracturas por corte. Nosotros describiremos las características generales de las fracturas de extensión (Twiss & Moores, 2007).

2.2.5 FRACTURAS

Estructuras frágiles como juntas (conjunto de fracturas) o fallas se encuentran en casi todas partes en la superficie de la tierra sólida. De hecho, la deformación frágil es la marca registrada de deformación en la corteza superior, formadas en áreas donde el estrés se acumula a niveles que exceden a la resistencia y forman ruptura local de la corteza. Se pueden formar estructuras frágiles en rocas sometidas a exhumación y enfriamiento o más violentamente durante los terremotos. En cualquier caso, deformación frágil por fractura implica la ruptura instantánea de las redes cristalinas a escala atómica, y este tipo de deformación tiende no solo a ser más rápido sino también más localizado que su contraparte, la deformación dúctil. Las estructuras frágiles se exploran con relativa facilidad en el laboratorio, y el acoplamiento de experimentos con campo y sección delgada; las observaciones forman la base de nuestra comprensión actual de la deformación frágil. (Fossen, 2010).

Debido a que la escala de afloramiento es fácil de observar y esto es la base de toda la geología de campo, enfatizamos las características de las fracturas en la escala de afloramiento. Sin embargo, los estudios de fracturas en rocas muestran que la geometría de la fractura es auto similar, lo que significa que las fracturas tienen el mismo patrón geométrico y distribución espacial independientemente de si la escala a la que se ven es una escala microscópica, una escala de afloramiento, o una escala regional. Esta característica es importante para comprender como las fracturas determinan las características físicas de las rocas en las que se producen (Twiss & Moores, 2007).

2.2.5.1 Clasificación de fracturas

Se distingue dos tipos básicos de fracturas, fracturas de extensión y fracturas de cizallamiento, esto de acuerdo con el movimiento relativo que se ha producido en la superficie de la fractura durante la formación. Para las fracturas de extensión, el movimiento relativo, a medida que se propaga la fractura es perpendicular a las paredes de la fractura, lo que se denomina propagación en Modo I (Figura 3-A). Para las fracturas por cizallamiento, el movimiento relativo durante la propagación es paralelo a la superficie. Son posibles dos modos de propagación de la fractura por cizallamiento: la propagación en Modo II (Figura, 3-B) ocurre si el movimiento deslizante es perpendicular a la punta de propagación, o borde, de la fractura. La propagación en Modo III (Figura, 3-C) ocurre si el movimiento deslizante es paralelo a la punta de propagación. Por lo tanto, una fractura por corte cuyo borde de propagación es un bucle cerrado en expansión implica tanto la propagación en Modo II como en modo III, así como alguna combinación de ambos, esto dependiendo de la orientación local de la punta de la fractura en relación con la dirección de corte en la fractura. Una fractura que tiene componentes de desplazamiento tanto perpendiculares como paralelos a la superficie de la fractura es una fractura de extensión oblicua.

Las características contraccionales planas (anti grietas) tienen desplazamientos contractivos. Véase Figura 3 (Twiss & Moores, 2007). Las estilolitas (Modo IV) son estructuras de compactación caracterizada por ser muy irregulares en lugar de tener superficies planas. Algunos geólogos ahora consideran a las estilolitas como fracturas por contracción o fracturas de cierre, ya que definen muy bien uno de los tres miembros finales en un marco completo de fractura cinemática junto con las fracturas de corte y fracturas de extensión. Ver Figura 4 (Fossen, 2010).

El supuesto modo de propagación a veces se utiliza como base para clasificar las fracturas, pero para comprender la formación y la importancia de las fracturas, una clasificación descriptiva basada en el desplazamiento relativo a través de la superficie de la fractura es más útil que una clasificación genética basada en interpretaciones de cómo se formaron las fracturas.

Los criterios descriptivos utilizados para clasificar las fracturas incluyen la orientación, en relación con la superficie de la fractura, del desplazamiento en la fractura y la geometría de las fracturas, incluida su orientación, la extensión de las fracturas individuales y los patrones distintivos formados por fracturas asociadas. La terminología aplicada a las fracturas refleja un reconocimiento de varias asociaciones de características de campo, pero no refleja una aplicación sistemática de estos criterios a la definición de un sistema de clasificación formal. Por lo tanto, más allá de criterios muy generales, es difícil una clasificación sistemática de fracturas. En caso de duda sobre si un término de clasificación particular es apropiado, recomendamos usar el término simple y directo “fractura” con modificadores apropiados (Twiss & Moores, 2007).

En la siguiente imagen las flechas en la punta de la fractura muestran la dirección de propagación de la fractura. Las flechas de doble sentido muestran el movimiento relativo a través del plano de fractura. A) Fractura de extensión; la fractura es por el Modo I de propagación para lo cual el deslizamiento relativo es perpendicular. B) Fractura de corte: la propagación se realiza por fractura en modo II para lo cual el deslizamiento relativo es paralelo a la fractura y perpendicular al borde de la fractura. C) Fractura de corte: la propagación se realiza por fractura de modo III para lo cual el deslizamiento es paralelo a la fractura y paralelo al borde de la fractura (Kulander et al, 1979).

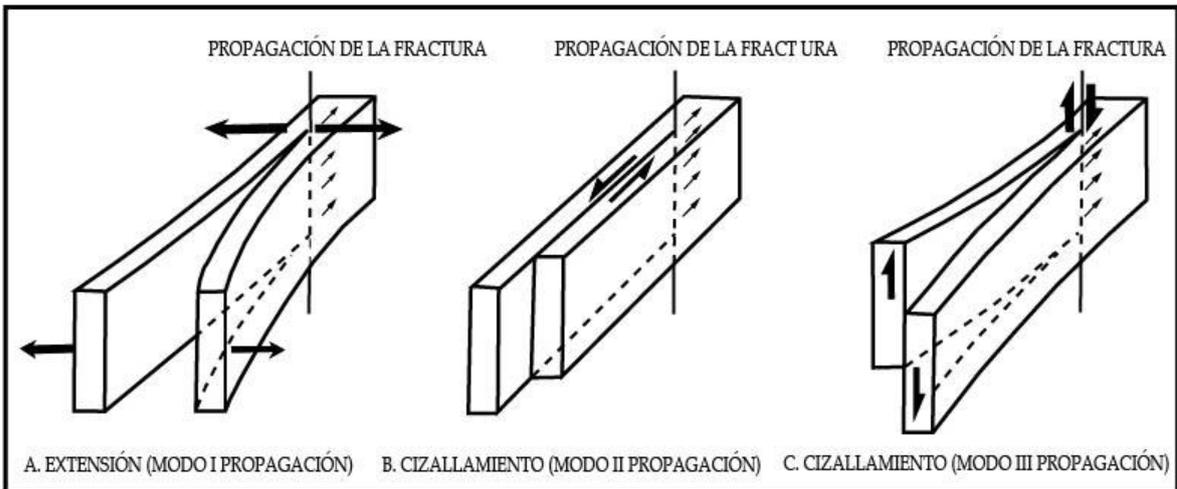


Figura 3. Las diferencias entre los principales tipos de fracturas se basan en el desplazamiento relativo del material sobre lados opuestos de la fractura (Kulander et al, 1979).

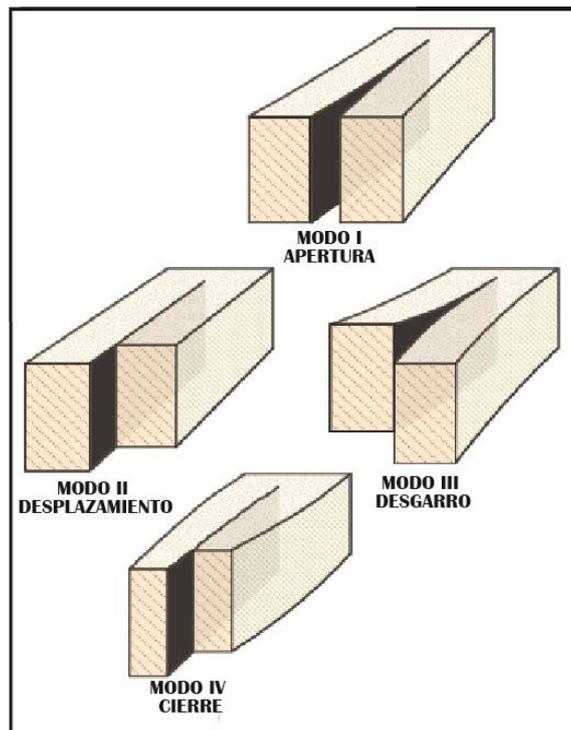


Figura 4. Modo de Fracturas I, II, III, IV (Fossen, 2010).

Las fracturas son zonas muy estrechas a menudo consideradas como superficies, asociadas con discontinuidades en el desplazamiento y propiedades mecánicas (resistencia y rigidez).

Las fracturas de extensión son fracturas que muestran extensión perpendicular a las paredes. Las juntas tienen poco o nada de desplazamiento detectable macroscópicamente, pero de cerca

se revela que la mayoría de juntas tienen desplazamiento extensional a través de las superficies, y por lo tanto se clasifican como verdaderas fracturas de extensión. Las fracturas de extensión están llenas de gas, fluidos magma o minerales. Cuando se llena con aire o líquido usamos el término fisura. Las fracturas de extensión rellenas de minerales se llaman venillas o vetas dependiendo de las dimensiones, mientras que las fracturas llenas de magma se llaman diques o sills. Las juntas, venas y fisuras se conocen como fracturas de extensión.

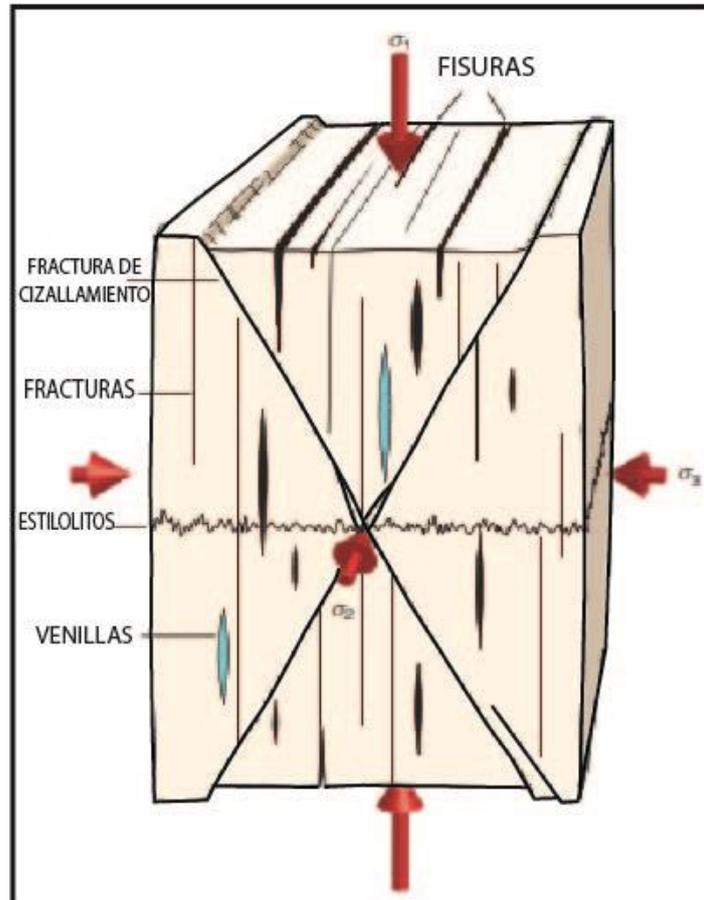


Figura 5. La orientación de varios tipos de fracturas con respecto al esfuerzo principal (Fossen, 2010).

2.2.6 FALLAS

Una falla es una superficie o zona estrecha en la corteza terrestre a lo largo de la cual un lado se ha movido en relación con el otro en una dirección paralela a la superficie o zona. La mayoría de las fallas que vemos en la superficie de la Tierra son fracturas cortantes frágiles o zonas de fracturas cortantes muy próximas, pero algunas son zonas estrechas de deformación dúctil donde el movimiento tuvo lugar sin pérdida de cohesión a escala de afloramiento. Generalmente usamos el término falla para fracturas por cizallamiento o zonas que se extienden a distancias de metros o más. Las características a una escala de centímetros

o menos se denominan fracturas por cizallamiento, y las fracturas de cizallamiento a una escala de milímetros o menos pueden ser visibles solo bajo el microscopio, a veces se denominan microfallas. Las fallas son a menudo características estructurales de primer orden en la superficie de la Tierra y en su interior. Afectan a los bloques de la corteza terrestre de miles o millones de kilómetros cuadrados en el área, e incluyen límites de placas principales de cientos o incluso miles de kilómetros de largo. Este amplio rango de escala sobre el cual se desarrollan fallas y fracturas por corte refleja la geometría auto-similar de estas estructuras. Característicamente, las fallas grandes consisten en una red de fallas más pequeñas, cada una de las cuales consiste en una red de fracturas de corte aún más pequeñas, y así sucesivamente. En cada escala, las características geométricas de las fracturas son similares y las estructuras de fallas ocurren en una amplia variedad de escalas (Twiss & Moores, 2007).

2.2.6.1 Elementos de una falla

Las grietas o fracturas que contengan desplazamiento se denominan fallas geológicas, puede ocurrir en una roca en uno, dos o tres modos fundamentales, o en una combinación de estos, donde existen esfuerzos y periodos de relajación, lo cual da como resultado lo que denominamos estructuras geológicas (Allmendinger, 2015).

Las fallas son estructuras complejas o compuestas que pueden acomodar grandes cantidades de tensión, una falla es cualquier superficie o zona con visible desplazamiento a lo largo de esta zona (Fossen, 2010).

Una falla es el producto de la interacción de esfuerzos, la cual tiene elementos que permiten su estudio y comprensión (Camargo, 2015).

A.- Falla

Discontinuidad en la roca a lo largo del cual ha ocurrido desplazamiento.

B.- Plano de Falla

Plano o superficie a lo largo del cual ha ocurrido desplazamiento.

C.- Bloque Techo

Bloque que descansa por encima de un plano de falla inclinado; si el plano de falla es vertical este término no es aplicable.

D.- Bloque Piso

Bloque que yace por debajo de un plano de falla inclinado.

E.- Falla con desplazamiento

Falla cuyo desplazamiento tiene componentes en la dirección del buzamiento y en la dirección del rumbo del plano de falla.

F.- Desplazamiento neto

Desplazamiento en la dirección misma del movimiento; se expresa como la distancia medida sobre el plano de falla, entre dos puntos localizados en bloques opuestos, que antes eran adyacentes.

G.- Desplazamiento de buzamiento

Componente del desplazamiento neto en la dirección del buzamiento de una falla; a su vez, este desplazamiento puede ser descompuesto en dos componentes: desplazamiento vertical o salto y desplazamiento horizontal o rechazo.

H.- Salto de Falla

Desplazamiento vertical de una falla; equivale a la componente vertical de desplazamiento de buzamiento.

I.- Rechazo

Desplazamiento horizontal de una falla; equivale a la componente horizontal del desplazamiento de buzamiento.

J.- Desplazamiento de rumbo

Componente del desplazamiento neto en la dirección del rumbo de la falla.

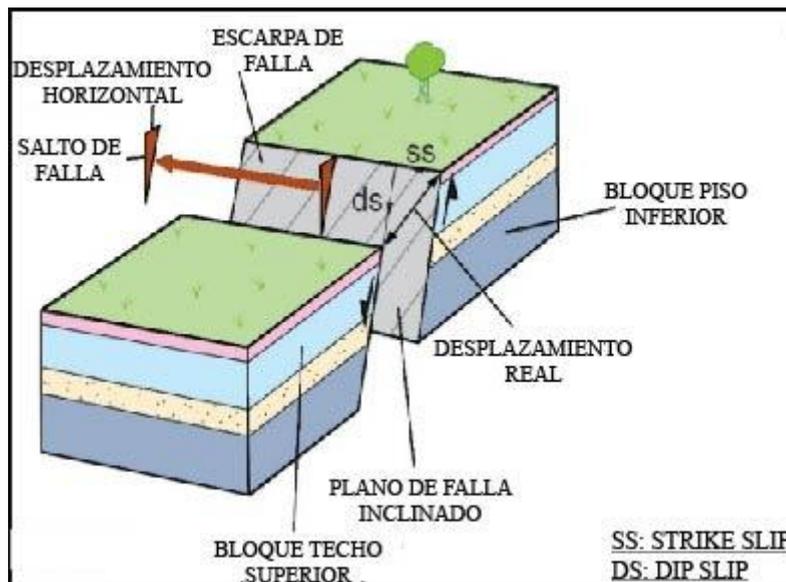


Figura 6. Elementos estructurales de una falla geológica (modificado de Coe, 2010).

2.2.6.2 Tipos de falla

Existen diferentes clasificaciones para fallas, de acuerdo a su geometría, al desplazamiento relativo de bloques; entre las más comunes tenemos las siguientes fallas.

A.- Normal

Falla en la cual el bloque techo ha descendido con relación al bloque piso; también se denomina falla gravitacional.

B.- Inversa

Falla en la cual el bloque techo ha ascendido con relación al bloque piso.

C.- De Rumbo

Falla cuya traza es paralela al rumbo de las capas, esta falla no debe confundirse con la falla de desplazamiento de rumbo.

D.- Lútrica Normal

Falla cuya superficie es curva, con buzamiento alto hacia la superficie y bajo hacia la profundidad; el bloque techo ha descendido con relación al bloque piso.

E.- Cabalgamiento

Falla inversa cuyo plano de falla presenta bajo ángulo de buzamiento.

F.- Rotacional

Falla en la cual uno de los bloques ha rotado con respecto al otro. En uno de los extremos tiene comportamiento normal y en el inverso.

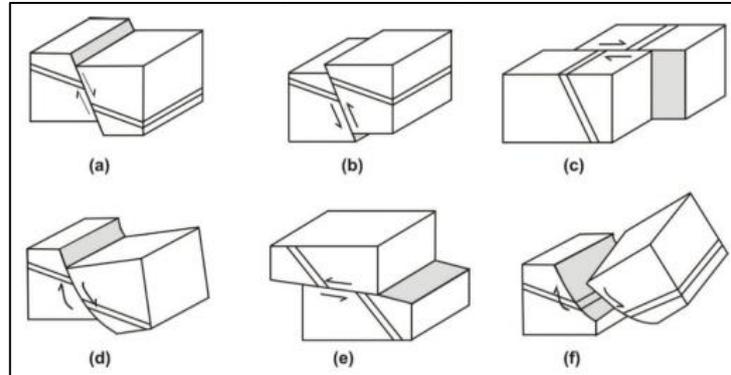


Figura 7. Tipos de fallas ideales (Camargo, 2015).

2.2.6.3 Transpresión y Transtensión

Hemos visto que las curvaturas en fallas de rumbo pueden producir componentes locales de compresión o extensión. El tipo de deformación que se produce en tales curvaturas se conoce como Transpresión y Transtensión. Estos modelos de deformación no tienen que limitarse a fallas curvas. Si no, pueden dominar toda la longitud de la falla de rumbo si la zona de falla o de cizalla no es puramente de rumbo. Para una zona de cizalla, esto significa una derivación de cizalla simple, donde contiene un componente adicional de acortamiento o la extensión perpendicular al plano de falla (Fossen, 2010).

En general, el concepto de Transpresión se refiere al espectro de combinaciones propias de un sistema strike – slip (falla de rumbo) y la tensión que implica el acortamiento perpendicular a la zona y la Transtensión es la combinación simultánea de componentes strike-slip (falla de rumbo) o movimientos de cizalla simple a lo largo de una estructura y el acortamiento (extensión) es perpendicular a la misma (Fossen, 2010).

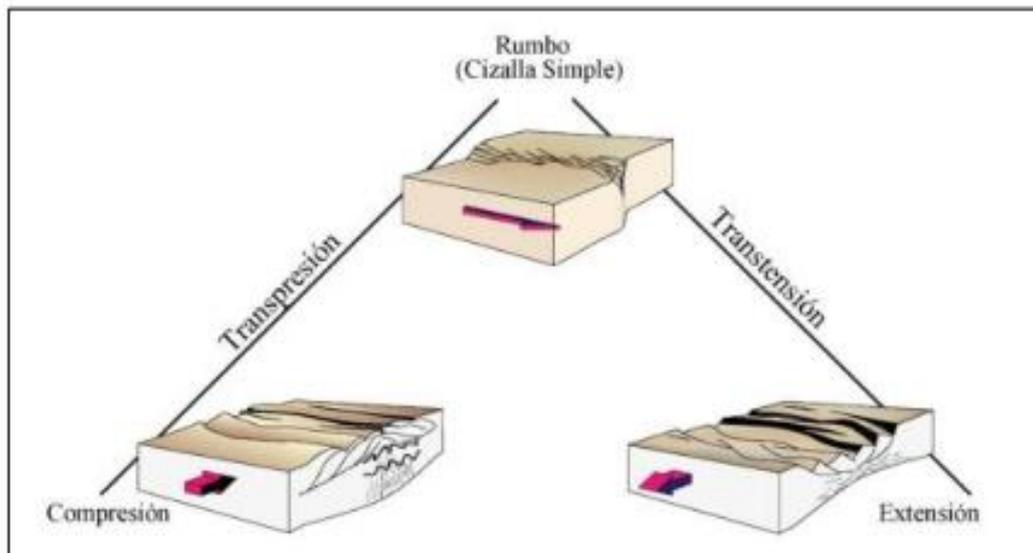


Figura 8. Modelos de transpresión y transtensión conectados por estilos de compresión, strike slip (rumbo) y extensión (Fossen, 2010).

2.2.6.4 Modelo de Anderson

Según Anderson (1951) reconoció que las propiedades de las direcciones de esfuerzos principales en combinación con la ley Mohr-Coulomb requieren que cerca de la superficie de la Tierra solo se puedan formar fallas de cizallamiento según la dirección (desgarre), y fallas de deslizamiento según el buzamiento (normales o inversas) (Babín Vich & Gómez, 2010). A partir de las orientaciones de las fallas que se han formado en un campo de esfuerzos dado, se puede evaluar estereográficamente la orientación de los esfuerzos principales que han dado lugar a estas fallas, o bien, conocida la orientación de los esfuerzos y el valor del ángulo de fricción interna de la roca, deducir la orientación y características de fallas resultantes (Anderson, 1951).

Según Anderson (1951), se tendrá en cuenta las 3 principales premisas:

- . Los tres ejes principales de esfuerzos son perpendiculares entre sí.
- . La línea de intersección de los círculos mayores en las fallas conjugadas es σ_2 .
- . El plano perpendicular a σ_2 se denomina plano de movimiento y contiene σ_1 y σ_3 .

La línea de intersección de los dos planos de falla en todos los casos coincide con el esfuerzo principal medio σ_2 .

Anderson propone un modelo de clasificación dinámica para las fallas, basado en el posicionamiento de los tres vectores principales σ_1 , σ_2 y σ_3 , ortogonales entre sí. Anderson restringe este modelo al siguiente requisito general de:

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$$

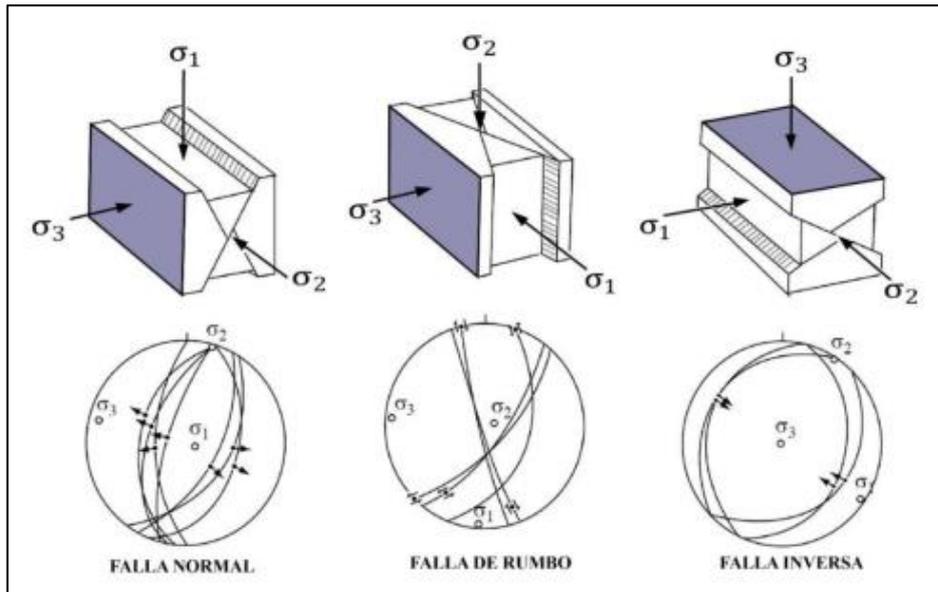


Figura 9. Modelo de Anderson para clasificar fallas, modificada de (Rowland, 2007).

2.2.6.5 Representación estereográfica de la clasificación de Anderson

La relación existente entre el método poblacional de fallas (criterio en el cual se fundamenta el software Faultkin) y la clasificación andersoniana de fallas se basa en limitar para cada falla las zonas de espacio compatibles en compresión y en extensión (Figura 19) superponiendo estos campos en proyección estereográfica (Babín – Vich & Gómez, 2010).

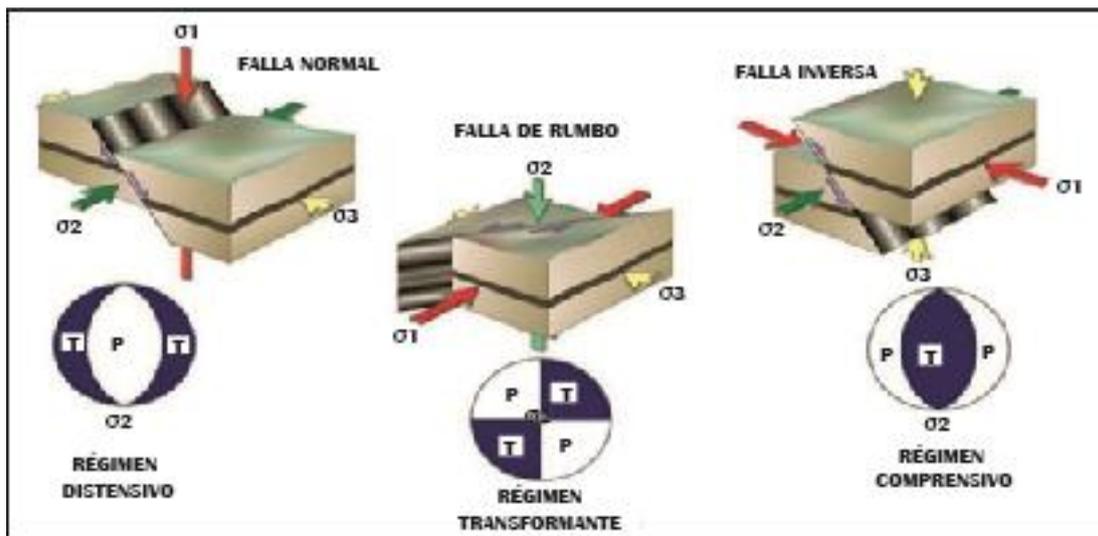


Figura 10. Block diagrama derivado del modelo Andersoniano y su relación con la representación estereográfica en Faultkin, modificada de (Fossen, 2010).

2.2.6.6 Análisis microtectónico

2.2.6.6.1 Compatibilidad geométrica (sistema o modelo riedel)

La existencia de estructuras por deformación tectónica es atribuida a la acción de esfuerzo que actuaron sobre un determinado afloramiento rocoso. Independientemente de que éstas sean vistas a escala regional o local, el arreglo geométrico tiene características propias bajo un estado de esfuerzo dado. A partir de esa premisa, se desprenden dos situaciones ideales que generalizan dicho concepto. El primero, corresponde a un régimen comprensivo relacionado a la generación de fallas inversas y pliegues (Figura 20); y el segundo a uno extensional asociado a fallas normales. En cada uno de estos procesos, los conjuntos de estructuras formadas son compatibles o sincrónicas con la formación, las que a su vez tienen orientaciones definidas respecto al campo de esfuerzos dominante.

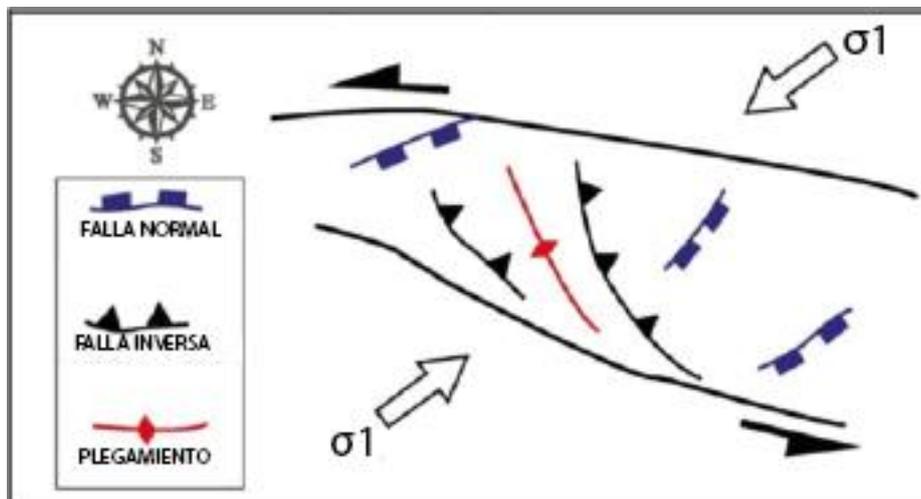


Figura 11. Estructuras compatibles (Fallas inversas, normales y pliegues) para una compresión regional NE-SO de un sistema de rumbo sinistral, adaptada de (McClay & Bonora, 2001).

En general, el criterio de Riedel (Figura 22), permite comprender el mecanismo de estructuras que juegan en un mismo sistema estructural; en el cual se generan una serie de fallas normales e inversas y pliegamiento.

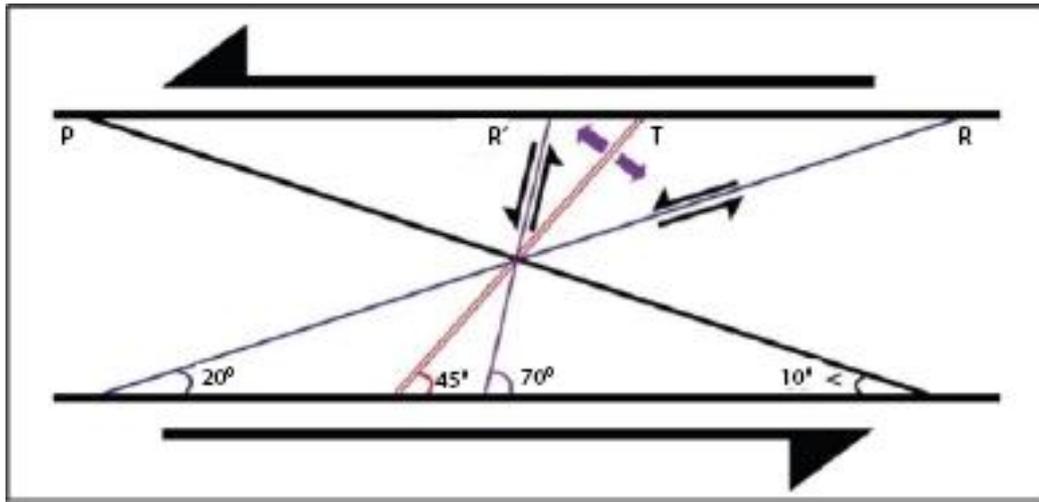


Figura 12. Modelo de estructuras tipo Riedel aplicado para la definición de la generación de estructuras asociadas a un mismo sistema estructural, modificado de (Petit, 1987).

Donde:

R: Sintética al movimiento de la falla principal.

T: Grietas de tensión.

R': Antitética al movimiento de la falla principal.

P: Antitética al movimiento de la falla principal, mayor cizalle.

2.2.6.7 Estructuras extensionales

En la nomenclatura de Sibson (1990), éstas estructuras se denominan *jogs* y corresponden básicamente a las inflexiones, saltos, abanicos imbricados, y por supuesto, dúplex extensionales. Aunque este tipo de estructuras se describen mucho en la forma de emplazamiento de sistema de vetas o de yacimientos minerales en general; es posible aplicarlo en aspectos de interpretación estructural en otros campos de la geología.

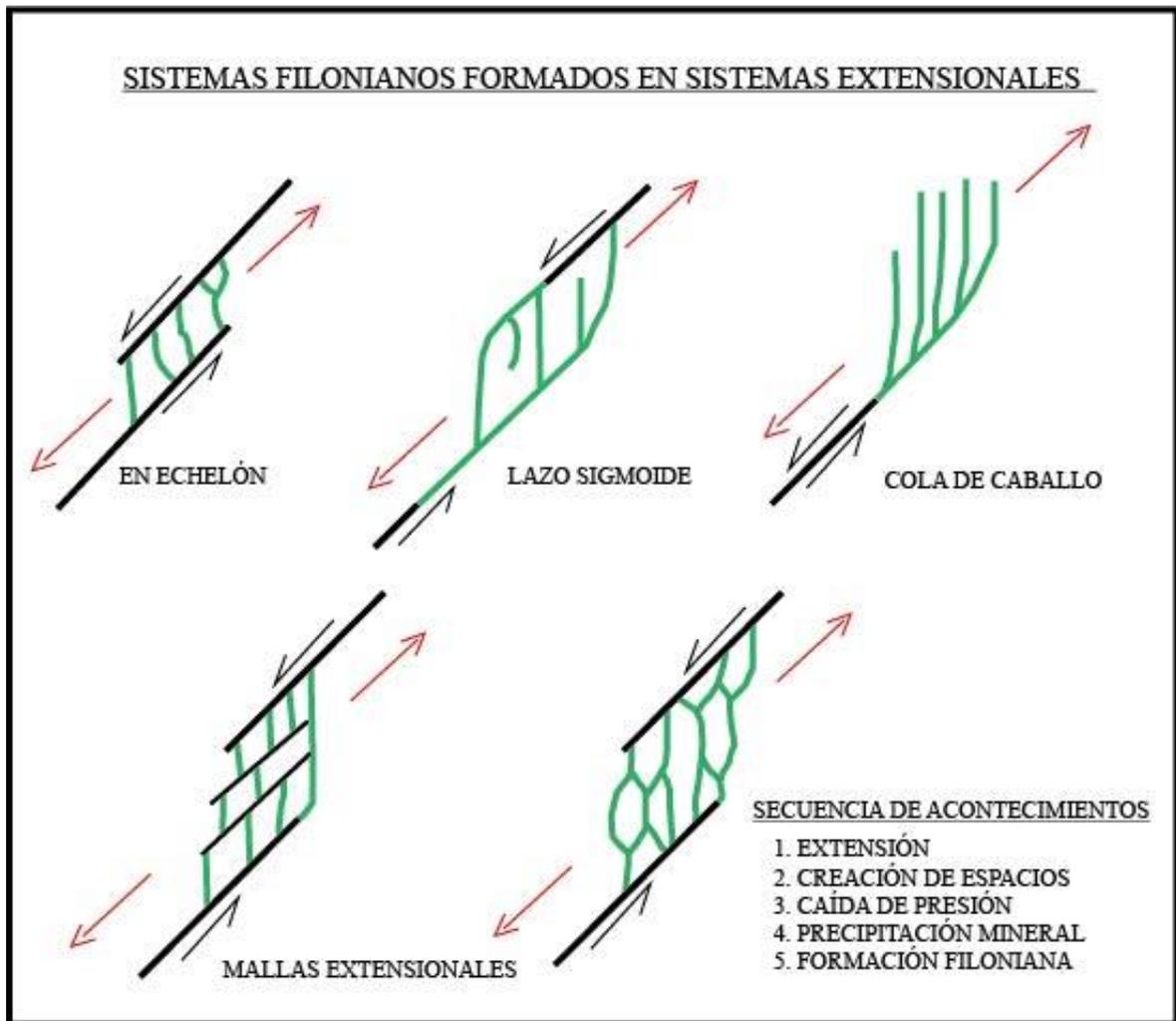


Figura 13. Diferentes tipos de jogs extensionales, con formación de diferentes morfologías filonianas, adaptada de (Sibson, 1990).

2.2.6.8 Métodos de diedros rectos

Las fallas constituyen un elemento fundamental en cualquier tipo de análisis tectónico, si bien el amplio rango de escalas en el que aparecen hace su estudio pueda abordarse desde distintos enfoques.

Uno de estos puntos de vista es el del análisis poblacional de fallas, que consiste en estudiar este tipo de estructuras desde un punto de vista estadístico

Dentro de este tipo de análisis uno de los métodos que ha tenido una mayor aceptación ha sido de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977), se representa los distintos tipos de esfuerzos – deformación que se relacionan con los distintos tipos de fallas.

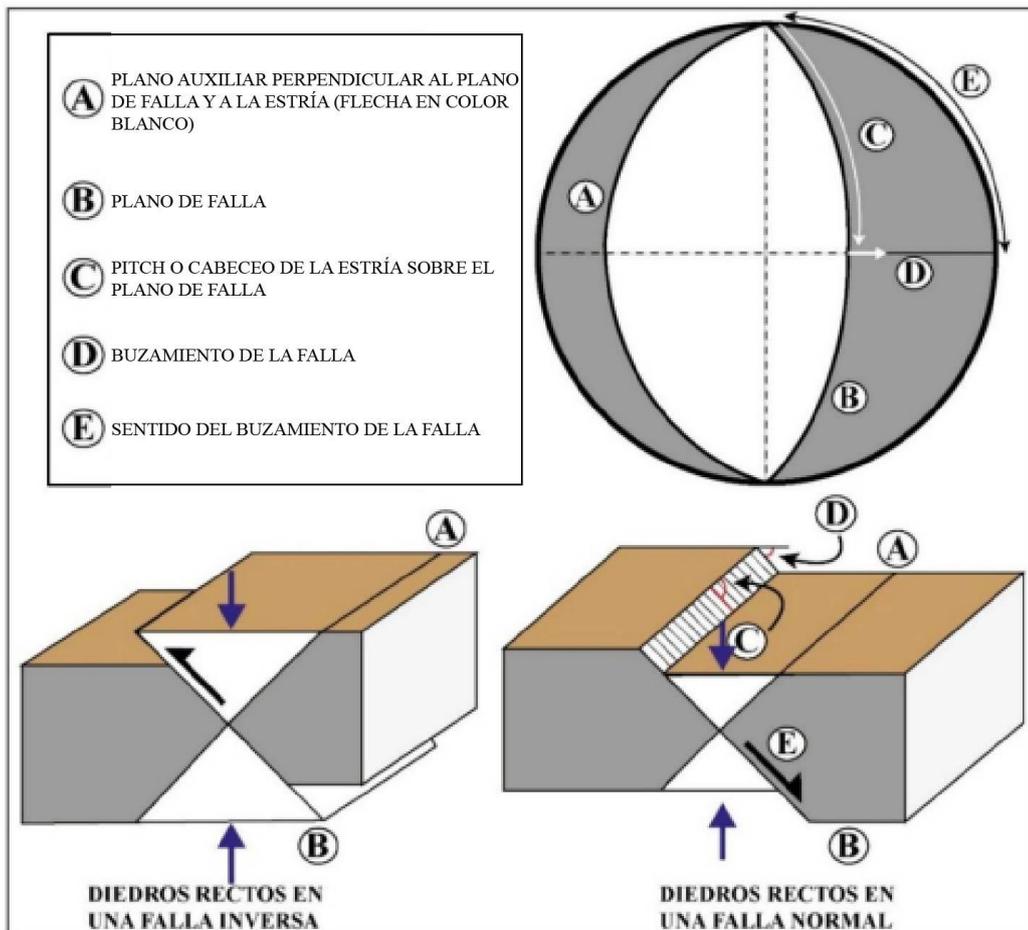


Figura 14. Esquema de diedros rectos en una falla en proyección estereográfica diagrama de fallas normales e inversas, modificado de (Vicente et al., 1992).

Cuando una falla se mueve, el propio plano de falla y el plano perpendicular a la orientación del movimiento relativo entre los dos labios de la falla, representada por la estría de fricción, dividen el espacio en cuatro cuadrantes (Angelier y Mecheler., 1977; Vicente et al., 1992). Según sea el movimiento, estos “diedros rectos” quedarán en modo alterno en compresión y en tensión. La representación de estos elementos en proyección estereográfica es similar a la de los mecanismos focales de terremotos.

Si se considera que cada movimiento correcto de una falla responde a la acomodación del campo de esfuerzo – deformación sobre dicha estructura, resultará posible determinar las características de este campo regional desde el análisis de los movimientos (mecanismos focales) de las fallas relacionadas. Este problema inverso constituye lo que se ha venido a denominar como análisis poblacional de fallas (Angelier, 1994).

2.2.7 ROCAS

2.2.7.1 Rocas intrusivas

Las rocas plutónicas o intrusivas son aquellas rocas ígneas que se han formado a partir de un enfriamiento lento, en profundidad y en grandes masas del magma.

Una roca plutónica se forma cuando un volumen grande de magma se cristaliza y constituye un cuerpo grande de roca magmática en la profundidad (Streckeisen, 1976).

Durante su formación el enfriamiento es muy lento, permitiendo así el crecimiento de grandes cristales de minerales puros y resultando una textura heterogénea, granulosa, homogénea. El granito, el gabro, la sienita, la diorita, la peridotita y la tonalita son ejemplos de rocas plutónicas (Streckeisen, 1976).

Las rocas plutónicas son las más importantes. Dominan abrumadoramente la composición de la Tierra, estando constituida por ellas la totalidad del manto terrestre y la mayor parte del volumen de la corteza (Streckeisen, 1976).

Además, los cuerpos ígneos representan parcelas de magmas que ascienden a través de la litosfera y quedan atrapadas en la corteza al enfriarse y cristalizar. Es también frecuente que el magma llegue hasta la superficie, formando edificios volcánicos.

El ascenso del magma a través de la litosfera no sólo implica la transferencia de materia en la litósfera, sino también el desplazamiento de una perturbación térmica, la cual origina nuevos gradientes térmicos transitorios. Además, los cuerpos magmáticos modifican el comportamiento reológico de las rocas adyacentes, disminuyendo la resistencia de las mismas debido al incremento de la temperatura.

Los atributos más importantes de un cuerpo ígneo intrusivo son los siguientes:

Forma y dimensión del cuerpo

Variación de las estructuras y texturas y su distribución en el interior del cuerpo. La relación entre la forma del cuerpo y las variaciones texturales tiene una gran importancia para comprender las relaciones entre cuerpos ígneos y la estructura regional.

Variación en la composición, distribución, abundancia y dimensiones de las segregaciones tardías de los diferenciados magmáticos.

Presencia de bloques y pendants.

Naturaleza y geometría de los contactos con la roca caja y sus características reológicas.

Concordancia o discordancia con las estructuras de la roca caja.

Distribución y magnitud de la aureola térmica, que no siempre se traduce en la formación de hornfels.

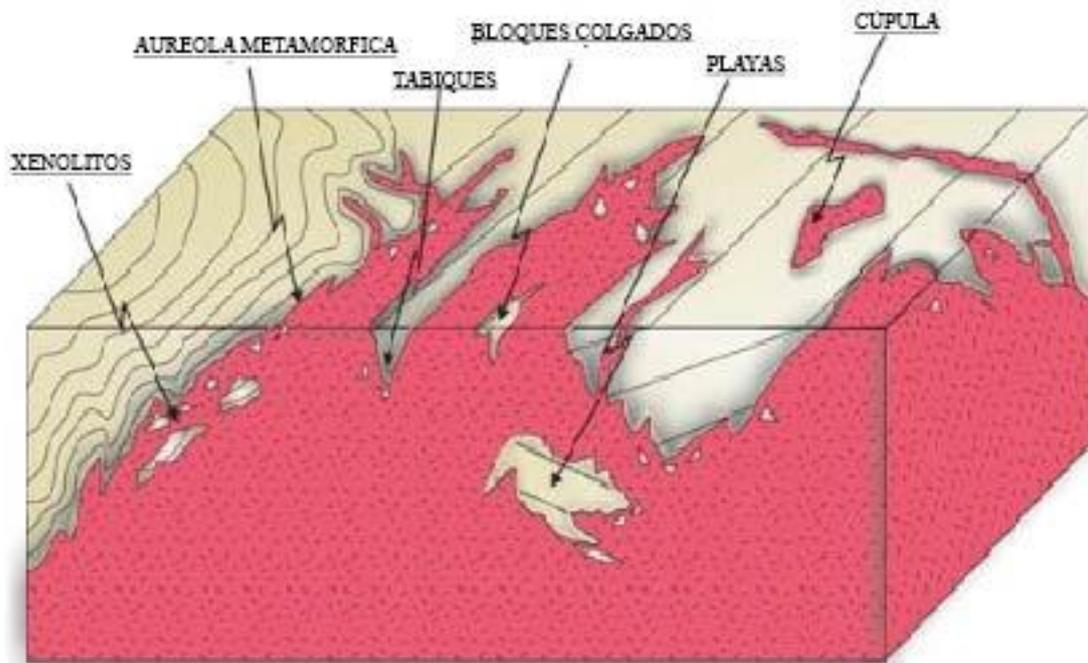


Figura 15. Esquema de un plutón granítico que destaca las relaciones de contacto complejas y las estructuras asociadas (Jerram y Petford, 2011).

Todos los atributos mencionados deben ser tenidos en cuenta al describir un cuerpo ígneo, en particular cuando los estudios están orientados a resolver los problemas relacionados con la tectónica de la región y con la evolución petrológica. Para ello es necesario conocer la posición relativa de cada una de las muestras analizadas en cada cuerpo ígneo estudiado.

Las diaclasas son otro de los atributos comunes a todos los cuerpos ígneos. Sin embargo, los orígenes de ellas se deben a numerosas causas, no siempre relacionadas con el enfriamiento del cuerpo ígneo. Muchos de los sistemas de diaclasas se forman con posterioridad a la intrusión, por lo cual refleja la historia geológica regional en lugar de la del cuerpo ígneo. Las diaclasas primarias son aquellas que están relacionadas con el enfriamiento del cuerpo y se las pueden reconocer por la presencia en ellas de minerales estrechamente relacionados con la evolución magmática, tales como anfíboles, micas, plagioclasas sódicas, fluorita, topacio, berilo, turmalina, cuarzo, etc. Estas diaclasas primarias son las únicas que pueden ser útiles para comprender la historia del enfriamiento del cuerpo.

Las formas y dimensiones que tienen los cuerpos ígneos se deben a una compleja interacción entre los esfuerzos regionales residentes en la roca caja y los esfuerzos que surgen de la dinámica propia del magma, a los cuales en lo sucesivo se les denominará esfuerzos magmáticos. Estos últimos esfuerzos se originan en la resistencia del magma para fluir, y por lo tanto su magnitud es proporcional a la viscosidad. Cuando los esfuerzos regionales son netamente superiores a los esfuerzos magmáticos, las formas de los cuerpos ígneos están condicionados por las estructuras regionales, siendo los diques y algunos facolitos los cuerpos ígneos más destacables dentro de este grupo. Cuando los esfuerzos magmáticos son superiores a los regionales, la forma de los cuerpos ígneos tiende a independizarse de las estructuras regionales, imponiendo sus propias formas.

Los cuerpos magmáticos poco viscosos, como son los que poseen composiciones máficas, tienden a formar cuerpos laminares. Esto se debe a su facilidad de escurrirse a través de delgadas grietas y fracturas. Los cuerpos magmáticos silíceos tienden a formar cuerpos globosos; sin embargo, magmas silíceos también pueden circular por fracturas por ejemplos aplitas y fundidos riolíticos (Llambías, 2001).

2.2.7.1.1 Intrusiones menores

Las formas más comunes de intrusiones menores son diques y sills. Los diques son intrusiones en forma de lámina que eran aproximadamente verticales en el momento del emplazamiento y, por lo tanto, son discordantes. Como consecuencia de su actitud, los afloramientos de los diques se ven poco afectados por la topografía del campo en el que ocurren y a menudo aparecen como líneas casi rectas en mapas geológicos. La anchura de diques varía desde el tamaño en centímetros hasta tamaños medidos en cientos de metros, pero en general el ancho promedio probablemente esté en el rango de 1 a 5 m.

Intrusiones de láminas que eran aproximadamente horizontales en el momento del emplazamiento se denominan sills. Estos a menudo se emplazan en rocas sedimentarias de inmersión horizontal o poco profunda, en cuyo caso pueden ser ampliamente concordante con la estratificación, y aparece en un mapa geológico como parte de la sucesión sedimentaria. Otras formas de intrusión que son ampliamente concordantes con los estratos circundantes son masas en forma de ampolla con un base subhorizontal y superficie elevada, denominados lacolitos; y en forma de platillo, intrusiones denominadas lopolitos; ambas

varían en tamaño de cuerpos pequeños, medidos en metros, a enormes masas de cientos de kilómetros.

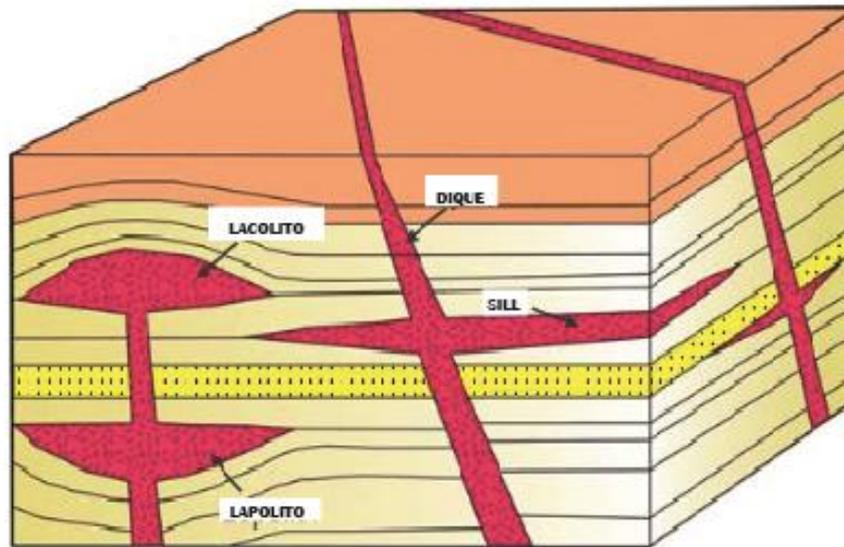


Figura 16. Amplios tipos de intrusiones de nivel superficial; sills, diques, lacolitos y lopolitos (Jerram y Petford, 2011).

2.2.7.1.2 Mecanismos de emplazamiento

Los magmas graníticos se emplazan en la corteza superior bajo una compleja interacción entre procesos gravitatorios y tectónica horizontal. Los cuerpos intrusivos naturales muestran una amplia variedad de patrones estructurales que pueden estar directamente relacionados con la dinámica de ascenso y emplazamiento. Para explicar de forma coherente el mecanismo de emplazamiento implicado en un plutón es necesario establecer comparaciones entre patrones estructurales de plutones y modelos experimentales y numéricos. A partir de consideraciones naturales, experimentales, numéricas y teóricas, se pueden extraer importantes conclusiones sobre el problema del ascenso y emplazamiento de magmas en la corteza.

Los principales mecanismos de emplazamiento referidos son: domos, diapirismo, en globo, magma estacionario, subsidencia de caldera y propagación de diques.

La propagación de diques es el proceso más efectivo en el transporte de magmas desde zonas profundas en la corteza y manto superior. De acuerdo con la moderna teoría de propagación de diques, las fracturas extensionales pueden producirse en profundidad en la corteza. En dominios orogénicos, los magmas alcanzan la corteza superior a través de estrechos canales o diques y se acumulan en el reservorio final, bien en forma de plutones discordantes

supracrustales, o bien en la forma de un intrusivo en forma de globo si durante el emplazamiento actúa alguna deformación regional.

Generalmente los plutones granitoides aparecen en la naturaleza como cuerpos grandes rodeados de rocas metasedimentarias o metavolcánicas desarrolladas en condiciones de presión (P) y temperatura (T) menores que las requeridas para la génesis granitoide. Las intrusiones graníticas ascienden y se emplazan por la diferencia de densidad con respecto a la roca caja. Sin embargo, si el ascenso y el emplazamiento de rocas parcialmente fusionadas es el resultado de la inversión de densidad en la corteza (procesos gravitacionales) ¿Cómo explicamos la existencia de una variedad de mecanismos de emplazamiento? Este problema ha recibido mucha atención por parte de petrólogos desde principios de siglo con trabajos clásicos por Anderson (1936), Daly (1903, 1933), Eskola (1949) y Grout (1945).

El emplazamiento del magma a lo largo de esfuerzos en una configuración tectónica convergente es importante para la interpretación de los mecanismos de emplazamiento como domos, diapirismo, intrusiones en forma de globo, magma estacionario, subsidencia de caldera y propagación de diques, hace a cada plutón un caso único. La mayoría de los estudios, sin embargo, apuntan a la relación entre el plutonismo félsico y la deformación regional. Por lo tanto, para comprender mejor el ascenso y emplazamiento de los procesos graníticos es importante considerar simultáneamente tanto a los plutones como a las discontinuidades que existen en la corteza.

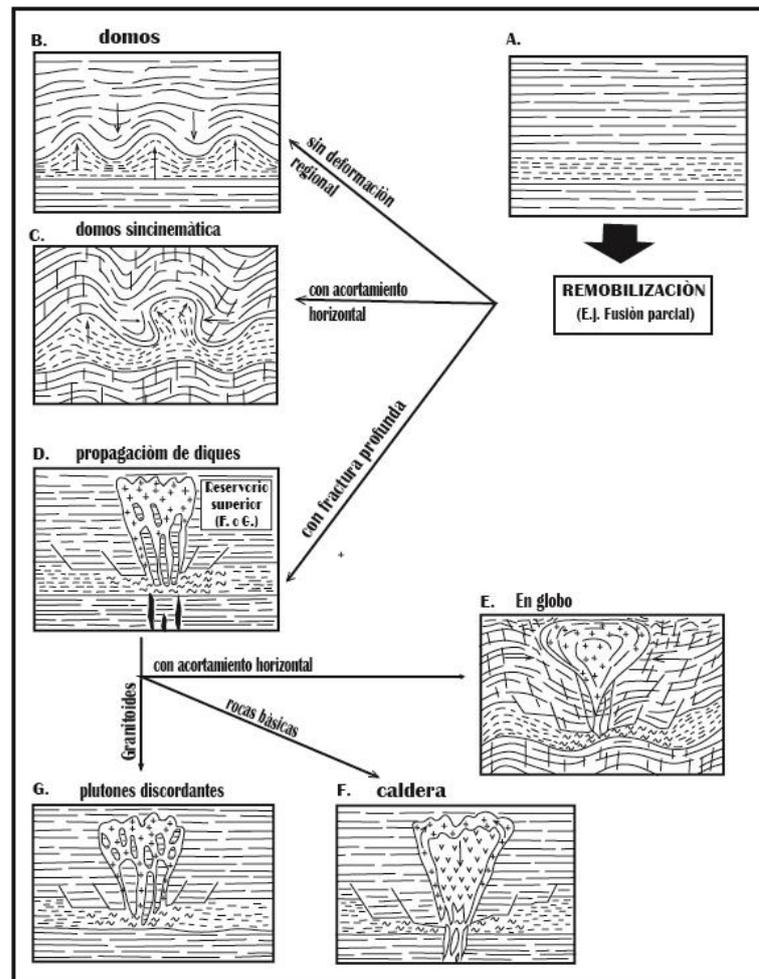


Figura 17. Esquema con cada mecanismo de emplazamiento está relacionado con el campo regional de tensiones y la reología de la corteza. El acortamiento horizontal que causa los domos sin cinemáticos (c) puede producir fracturas en profundidad y por lo tanto la propagación de diques (d), si existe una alta presión de fluidos. Las calderas de subsidencia (f) generalmente se desarrollan en relación con fracturas extensionales asociadas a una distensión regional (zonas de rifting) (Castro, 1986).

La pregunta principal es si la migración de magma es o no controlada por fallas (o zonas de corte) y si esa relación espacial hace que los plutones estén estadísticamente ubicados cerca a fallas. Este debate se ha centrado principalmente en fallas de alto grado. Se ha investigado como cuerpos plutónicos intruyen en un régimen extensional, mostrando como la intrusión magmática fue controlada a lo largo de las fallas y como las fallas fueron afectadas por la intrusión. Benn et al. (1998) simularon la intrusión de plutones en un régimen tectónico transpresional. En este último trabajo, se unieron las tasas de deformación e intrusión, tal que no fue posible controlar de forma independiente la intrusión y su deformación (Ferre et al., 2012).

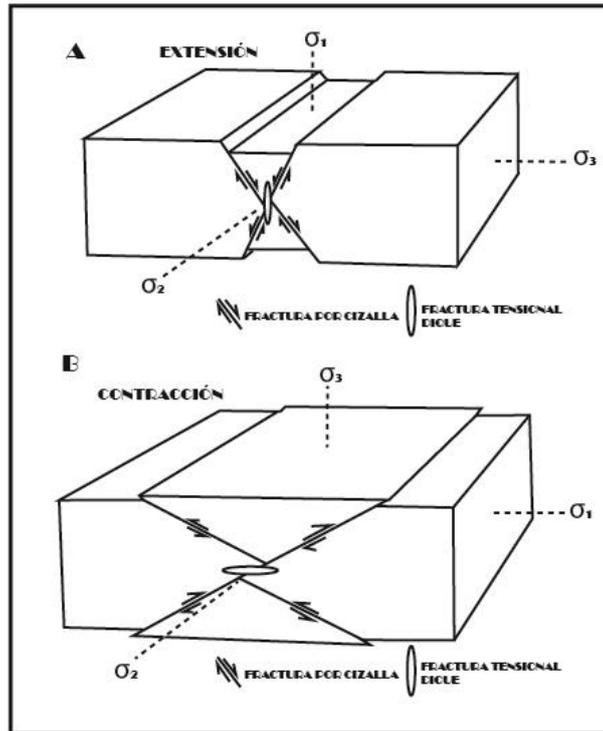


Figura 18. Régimen de estrés, fracturas por cizallamiento y fracturas por tensión en la corteza superior. **A.** En extensión, las fracturas por corte son normales y abruptas y las fracturas por tensión son casi verticales (diques). **B.** En compresión, las fracturas por corte son inversas y las fracturas de tensión son casi horizontales (sills). Se espera que el ascenso al magma sea menos favorable en compresión que en extensión debido a la orientación adversa de las tensiones principales y la actitud horizontal de sitios de tensión que pueden actuar como vías de magma (Ferre et al., 2012).

2.2.7.1.3 Patrones estructurales en cuerpos intrusivos naturales

Cuerpos intrusivos naturales de rocas plutónicas generalmente muestran un ensamble de elementos estructurales que constituyen sus patrones estructurales. La determinación de este importante aspecto de rocas plutónicas es usada para interpretar el mecanismo de emplazamiento. Los patrones estructurales de un plutón dado puede ser definido como el ensamble de las siguientes características: 1. Dar forma a lo largo se secciones verticales y horizontales; 2. Estructura interna de las rocas plutónicas; y 3. Estructura de la roca hospedante cerca a la intrusión.

El simple cartografiado (mapas litológicos) de rocas plutónicas es insuficiente para determinar la forma de los plutones en ambas secciones: horizontal y vertical. Pitcher (1979) analiza el problema de tamaño y forma de plutones relacionándolos con su emplazamiento dinámico (Castro, 1987).

2.2.7.1.4 Plutones concordantes

La mayoría de cuerpos granitoides afloran como cuerpos ovoides. La tendencia estructural regional se adapta a los contactos y es paralelo al eje mayor del plutón. Estas características definen principalmente un plutón concordante. Además, en estos plutones aparecen otras estructuras que generalmente les confiere un patrón estructural complejo (Castro, 1987).

Plutones concordantes aparecen emplazados en algunos niveles de la corteza, tanto en terrenos de baja temperatura como en terrenos mesozonales. Clásicamente, esos Plutones pueden ser interpretados como diapiros o globos diapíricos (Bateman, 1984).

Los lacolitos son cuerpos ígneos emplazados en rocas estratificadas cuyas relaciones de contacto son, en su mayor parte, concordantes. Generalmente el piso es plano, mientras que el techo es convexo hacia arriba, conjuntamente con las capas de la roca caja que acompañan su convexidad. En planta tienen secciones groseramente circulares o en forma de lengua. Se emplazan preferentemente en los niveles superiores de la corteza, ya sea en rocas sedimentarias o volcánicas. En numerosos casos los lacolitos forman parte del aparato volcánico, intercalándose entre los bancos extrusivos. La denominación de lacolito se popularizó a partir del trabajo de Gilbert (1877), quien fue el que describió en detalle y resumió las características más destacables de estos cuerpos (Llambías, 2001).

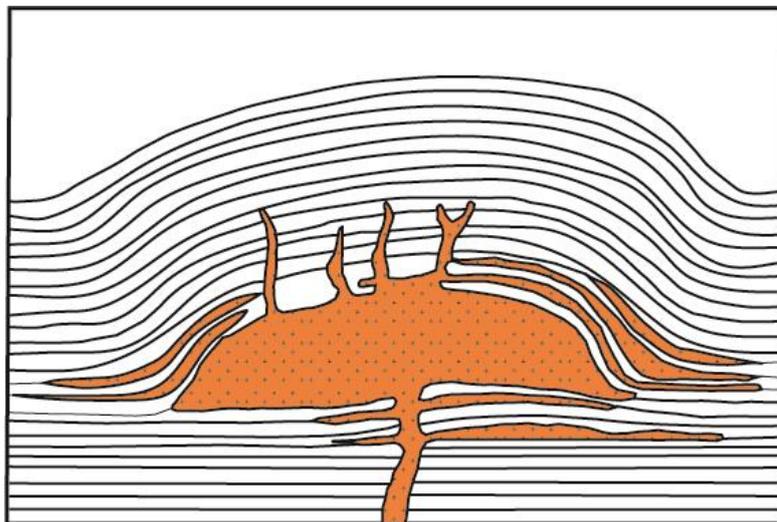


Figura 19. Lacolito descrito por Gilbert (1887).

El magma que alimenta un lacolito asciende a través de un conducto o canal alimentador. Al llegar a un cierto nivel de la corteza interrumpe su ascenso vertical y comienza a escurrirse lateralmente. En este aspecto, los lacolitos son similares a los filones capa. Pero se

diferencian de ellos por la presión que ejerce el magma sobre la roca caja, que se traduce en una forma con tendencia globosa.

La formación de un lacolito depende de la cantidad de magma disponible y de la viscosidad del mismo. Cuanto mayor es la cantidad de magma que ingresa por el conducto alimentador, mayor es la probabilidad que se forme un lacolito, así mismo, cuanto mayor es la viscosidad del magma. Esto se debe a que la presión ejercida por el magma es proporcional a la viscosidad, la cual dificulta el escurrimiento. En general, magmas con baja viscosidad (alta fluidez), tienden a formar filones capa en lugar de lacolitos. Esto explica la abundancia de filones capa entre las rocas básicas y la menor proporción de lacolitos con esta composición (Llambías, 2001).

2.2.7.1.5 Descripción de rocas ígneas

Las principales características que se deben notar en rocas ígneas para su identificación son:
Color: guía preliminar para aproximar la composición química y mineralógica de la muestra.
Textura, tamaño de grano y fabrica: que están relacionados con la velocidad y la secuencia del crecimiento de cristales en flujos de magmas y lavas, además del emplazamiento en rocas piroclásticas.

Mineralogía: generalmente se producen entre dos y cuatro minerales principales en una roca ígnea. Para rocas de grano grueso, el número y la naturaleza de los principales minerales presentes, sus abundancias relativas e interrelaciones proporcionan una guía clara para la identificación de rocas. Muchas rocas de grano fino también contienen algunos cristales grandes que pueden ser útiles para fines de diagnóstico.

Color y composición

La composición básica de una roca ígnea está reflejada en la mineralogía y la cristalización de ésta. Es importante, por lo tanto, recordar algunas cosas clave con respecto a la comprensión de los tipos de minerales que esperamos ver en rocas ígneas de diferentes composiciones, ya que reflejan la secuencia de cristalización conocidas.

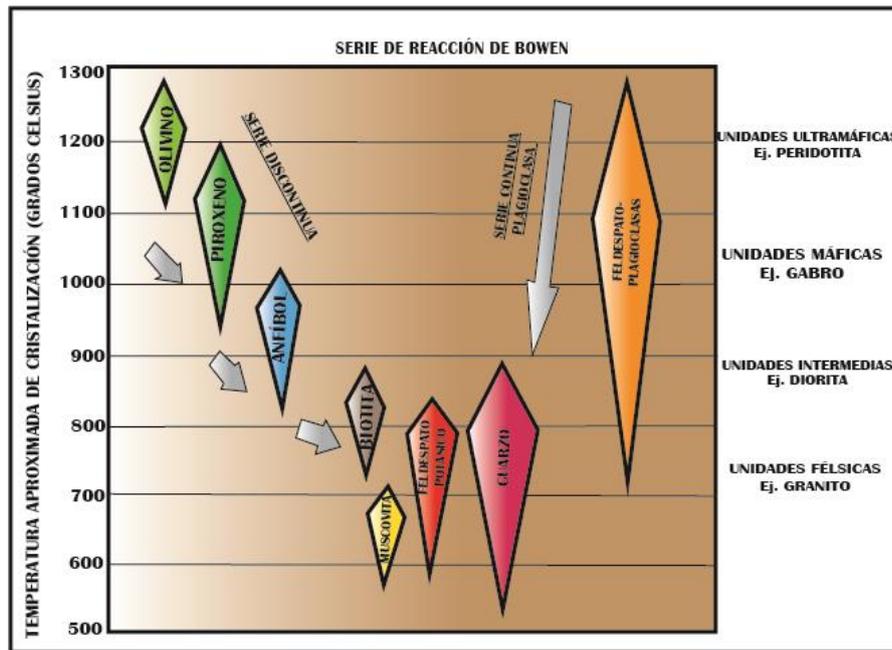


Figura 20. Series de reacciones Bowen y la relación de las asociaciones minerales con composición y temperatura de rocas ígneas (Dougal y Petford, 2011).

Los siguientes términos pueden usarse para describir las características de minerales individuales y los que se presentan dentro de una roca ígnea:

Félsico: Cuarzo más feldespato (plagioclasas y feldespato potásico)

Máficos: magnesio más hierro (por ejemplo, olivino y piroxenos).

Tabla 1. Composiciones químicas típicas para algunos minerales importantes de silicato en rocas ígneas (porcentaje en peso)

Mineral	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Minerales félsicos								
Cuarzo	100	—	—	—	—	—	—	—
Ortoclasa	65	18	—	—	—	—	17	—
Albita	69	19	—	—	—	12	—	—
Anortita	43	37	—	—	20	—	—	—
Muscovita	45	38	—	—	—	—	12	5
Nefelina	42	36	—	—	—	22	—	—
Minerales máficos								
Olivino	40	—	15	45	—	—	—	—
Clinopiroxenos (Augita)	52	3	10	16	19	—	—	—
Ortopiroxenos (ricos en Fe)	50	1	30	16	1	—	—	—
Anfibol (Hornblenda)	42	10	21	12	11	1	1	2
Biotita	40	11	16	18	—	—	11	4

Fuente: Dougal y Petford, (2011).

Se debe tener en cuenta también que en la mayoría de los grupos minerales hay diversidad composicional causada por la capacidad de marcos atómicos para contener diferentes cationes en el mismo sitio (por ejemplo, la sustitución entre Fe y Mg, o entre Na y Ca ocurre en muchos grupos minerales).

Según los minerales que presente nuestra muestra de roca tenemos índice que determina el color:

Félsico/leucocrático (0-33%): rico en minerales félsicos y por lo tanto de color claro.

Intermedio/mesocrático (34-66%)

Máfico/melanocrático (67-100%): rico en minerales máficos y por lo tanto colores oscuros.

Hay similitudes obvias entre ésta clasificación de índice de color y la clasificación geoquímica muy utilizada de rocas ígneas en categorías de rocas ácidas, intermedias y básicas y ultrabásicas utilizando índices de sílice. Aunque estos términos se definen estrictamente en términos de abundancia de SiO₂ en rocas ígneas también se aplican libremente en el campo; por ejemplo, la mayoría de rocas félsicas/leucocráticas pueden describirse como ácidas. La tabla 2 proporciona una lista de los diferentes términos usados en la descripción de una roca ígnea; en general, es mejor usar los términos de la derecha para las descripciones de campo. Aunque la implicación del color para la evaluación de la composición de la roca se ha descrito con cierto detalle, claramente hay otras propiedades para realizar antes de asignar nombres en campo de muestras de roca ígnea.

Tabla 2. Clasificación de rocas ígneas por el contenido de SiO₂ y su posible descripción en campo.

TÉRMINOS GEOQUÍMICOS	Definición wt %	Rango aprox. de color Índice	Posible campo de descripción
ÁCIDO	> 65	5 - 25	Félsico/leucocrático
INTERMEDIO	52 - 65	25 - 55	Intermedio/mesocrático
BÁSICO	45 - 52	55 - 85	Máfico/melanocrático
ULTRABÁSICO	< 45	85 - 100	

Fuente: Dougal y Petford, (2011).

Tamaño y forma de grano y fabrica

El tamaño del grano suele ser la característica textural más obvia, y después de examinar el espécimen con la ayuda de una lupa, debe asignarse a una de las siguientes categorías:

Tabla 3. Descripciones del tamaño de grano en rocas cristalinas.

GRANO FINO	Pocos límites de cristal distinguibles en el campo o con la ayuda de un mango; tamaño medio de un mango; tamaño medio de grano por debajo de 1 mm. Si las rocas son vítreas, se puede usar el términos hialino.
GRANO MEDIO	La mayoría de los límites de cristal se distinguen con la ayuda de una lente de mano; tamaño medio de grano 1-5 mm.
GRANO GRUESO	Practicamente todos los límites de cristal distinguibles a simple vista; tamaño medio del grano mayor de 5 mm.

Fuente: Dougal y Petford, (2011).

Se tiene también que examinar la fábrica, esa es la forma de los cristales y su relación entre sí. Primero se compara y contrasta las características de los diferentes tipos de cristales en la roca. Los minerales que quedan para cristalizar libremente en un magma se mostrarán, en las dos dimensiones, de forma rectangular a menudo. Durante la cristalización de la mayoría de la mayoría de las rocas ígneas varios minerales están compitiendo por el espacio disponible y solo los primeros cristales formados, como cualquier fenocristal presente, tendrán buenas formas de cristal. Se utilizan tres conjuntos de términos para describir la calidad del desarrollo de las caras de cristal: euedral, subhedral y anhedral.

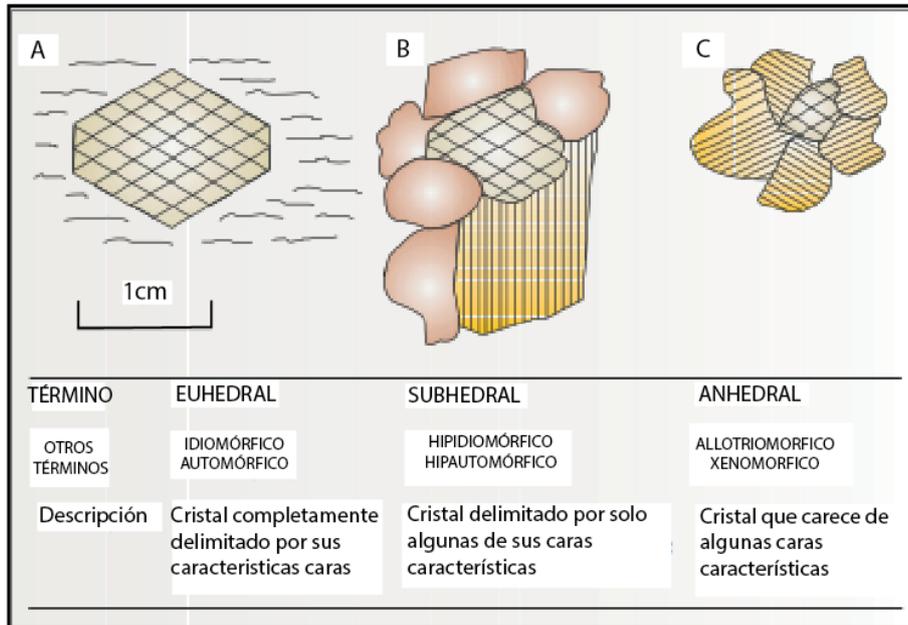


Figura 21. Bocetos de cristales de anfíboles euhedrales, subhedrales y anhedrales (Dougal y Petford, 2011).

2.2.7.1.6 Identificación de minerales

La parte más informativa, pero también la más difícil, de una descripción de campo de rocas ígneas es la identificación de los minerales constituyentes. Rocas ígneas consisten en minerales abundantes o importantes, junto con minerales mayores y menores pueden denominarse esenciales y minerales accesorios. Los minerales esenciales son aquellos que son necesarios para nombrar la roca, por ejemplo, el cuarzo en el granito. Los minerales accesorios son aquellos que están presentes en cantidades tan pequeñas que no se tienen en cuenta en la definición de la roca; por ejemplo, óxido de Fe-Ti en un gabro o biotita en un granito.

Características importantes que se deben tomar en cuenta para la determinación de los minerales presentes en una roca ígnea son: color, clivaje, lustre, hábito, dureza.

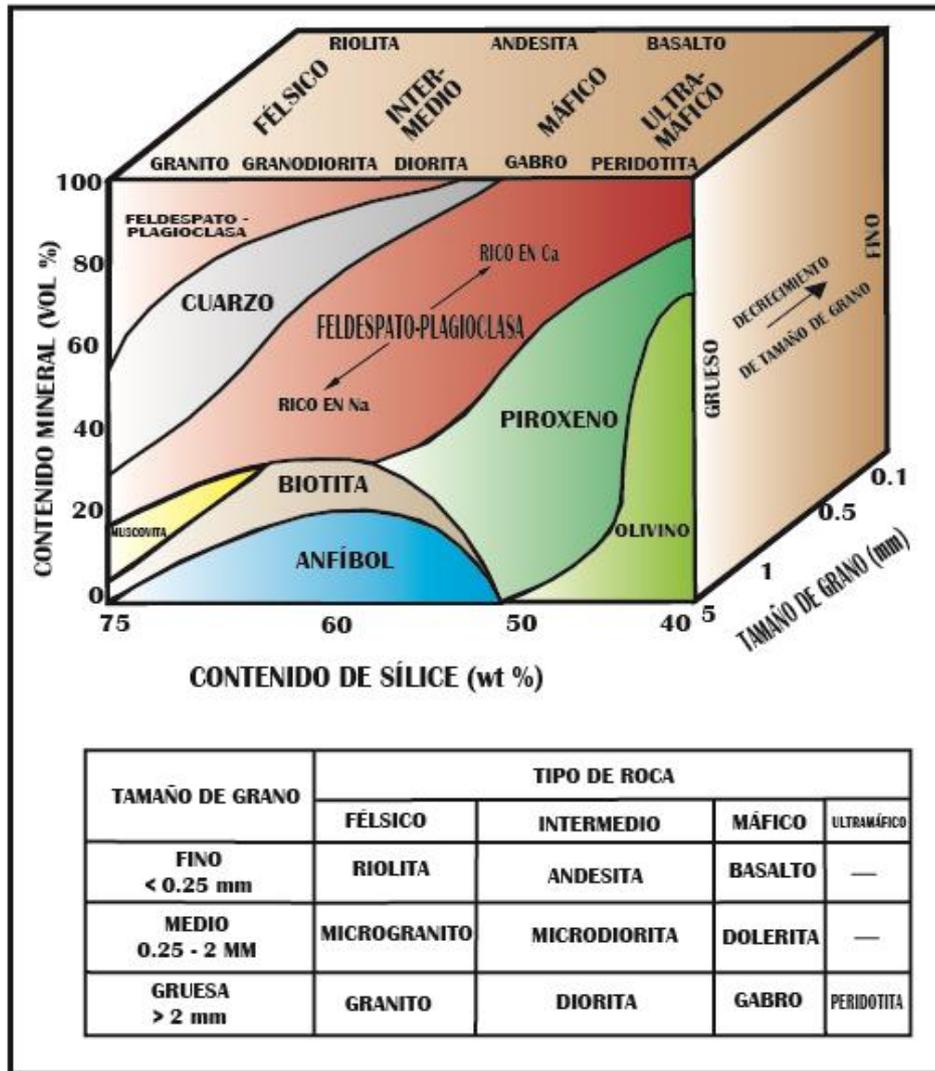


Figura 22. Esquema de clasificación preliminar para rocas ígneas usando el índice de color (la cara frontal muestra proporciones aproximadas de minerales claros y oscuros que ocurren en diferentes contenidos de sílice), minerales de silicatos (que se reconocen en campo) y el tamaño de grano (disminuyendo con la profundidad en el diagrama) (Dougal y Petford, 2011).

2.3 DEFINICIÓN DE TÉRMINOS BÁSICOS

Deformación. Transformación de una geometría inicial a una geometría final por medio de traslación de cuerpo rígido, rotación del cuerpo rígido, tensión (distorsión) y/o cambio de volumen (Fossen, 2010).

Fractura. Término general que incluye fallas y diaclasas. Las fracturas son consecuencia del comportamiento frágil de las rocas respecto a los esfuerzos deformativos anisótropos (Oyarzún, 2009).

Falla. Una falla es una superficie o zona estrecha en la corteza terrestre a lo largo de la cual un lado se ha movido en relación con el otro en una dirección paralela a la superficie o zona (Twiss & Moores, 2007).

Transpresión. se refiere al espectro de combinaciones propias de un sistema strike – slip (falla de rumbo) y la tensión que implica el acortamiento perpendicular a la zona (Fossen, 2010).

Transtensión. Es la combinación simultánea de componentes strike-slip (falla de rumbo) o movimientos de cizalla simple a lo largo de una estructura y el acortamiento (extensión) es perpendicular a la misma (Fossen, 2010).

Estructuras extensionales. Se denominan a los *jogs* y corresponden básicamente a las inflexiones, saltos, abanicos imbricados, y por supuesto, dúplex extensionales (Sibson, 1990).

Rocas intrusivas. Las rocas plutónicas o intrusivas son aquellas rocas ígneas que se han formado a partir de un enfriamiento lento, en profundidad y en grandes masas del magma (Streckeisen, 1976).

Lacolito. Los lacolitos son cuerpos ígneos emplazados en rocas estratificadas cuyas relaciones de contacto son, en su mayor parte, concordantes (Llambías, 2001).

Identificación de minerales. La parte más informativa, pero también la más difícil, de una descripción de campo de rocas ígneas es la identificación de los minerales constituyentes. Rocas ígneas consisten en minerales abundantes o importantes, junto con minerales mayores y menores pueden denominarse esenciales y minerales accesorios (Dougal y Petford, 2011).

CAPÍTULO III MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 UBICACIÓN DE LA ZONA DE INVESTIGACIÓN

3.1.1 UBICACIÓN GEOGRÁFICA

El área de investigación se encuentra ubicada en el cuadrángulo de Lurín, hoja 25 j, en la llanura pre andina, entre los paralelos 76°47' a 76°45' de longitud oeste y 12°23' a 12°45' de latitud sur (Tabla 4). El área de estudio presenta un área aproximada de 20 km².

Tabla 4. Ubicación geográfica del área de estudios ubicada entre la parte suroeste del cuadrángulo de Lurín, hoja 25 j (DATUM WGS-84).

COORDENADAS DEL ÁREA DE ESTUDIOS		
VÉRTICE	LONGITUD	LATITUD
1	309000	8630000
2	309000	8624000
3	306000	8624000
4	306000	8630000

3.1.2 UBICACIÓN POLÍTICA

El área de investigación se ubica políticamente en la región, provincia de Lima, distritos de San Bartolo, Santa María del Mar y Embajadores, balnearios ubicados al sur de la ciudad de Lima en el km 60 aproximadamente de la Panamericana Sur.

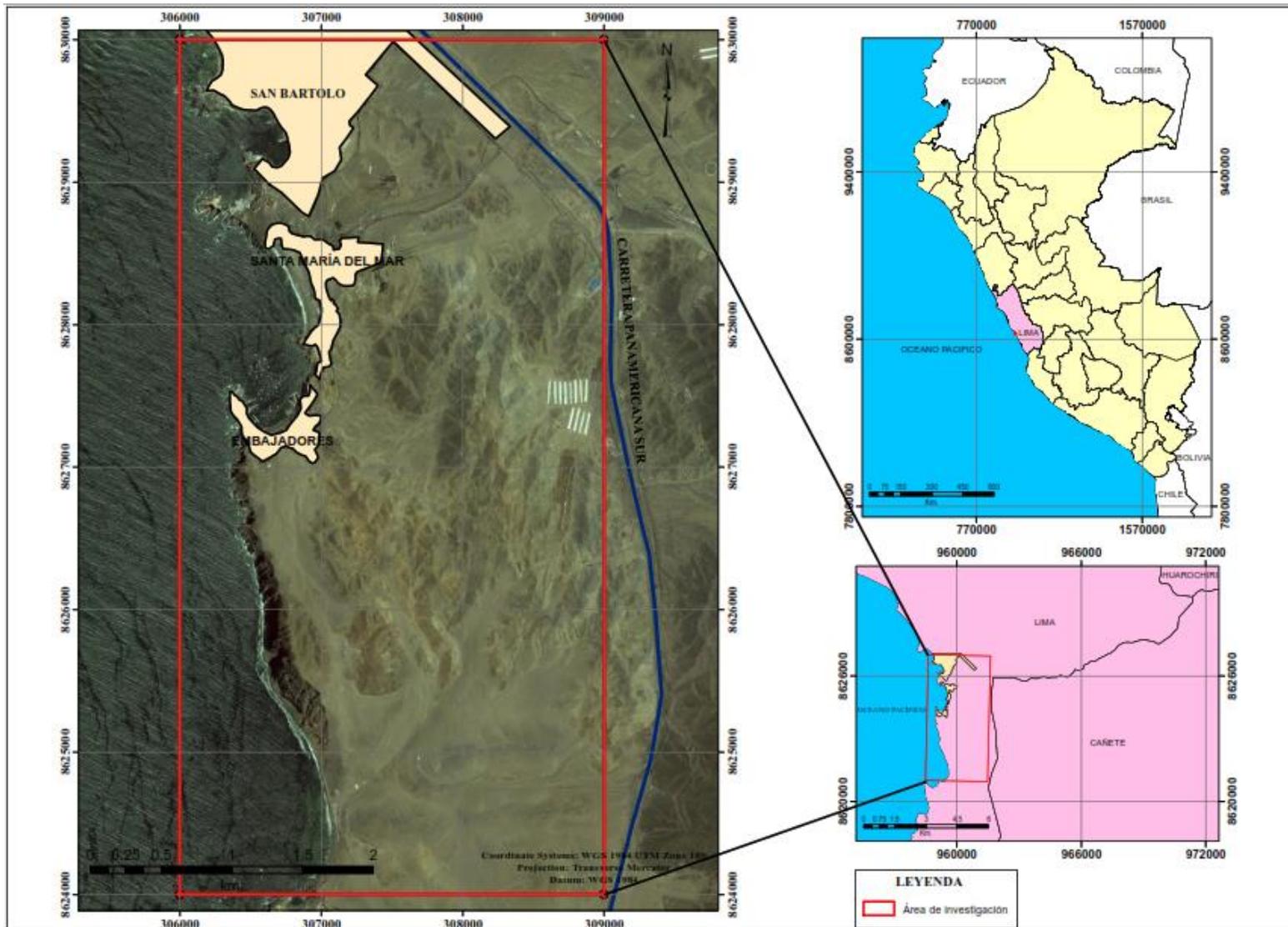


Figura 23. Mapa de ubicación del área de investigación.

3.1.3 ACCESO AL ÁREA DE INVESTIGACIÓN

El acceso al área de investigación se realiza por vía terrestre. La distancia desde la ciudad de Lima hasta el balneario de San Bartolo es de 60 km aproximadamente por la carretera Panamericana Sur. A partir de San Bartolo se camina 3 km en dirección sur atravesando Santa María de Mar y Embajadores, todo a través de carretera asfaltada; en área de investigación encontramos trochas carrozables para llegar a los afloramientos.

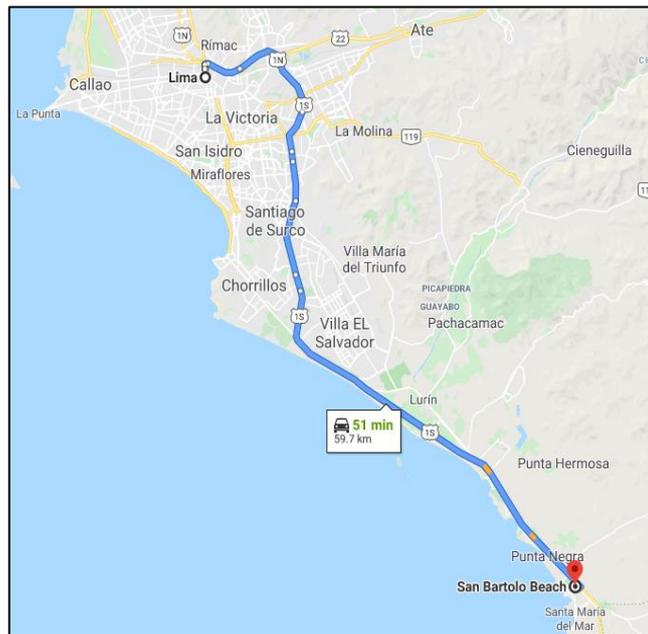


Figura 24. Acceso terrestre para llegar a San Bartolo desde el centro de Lima.

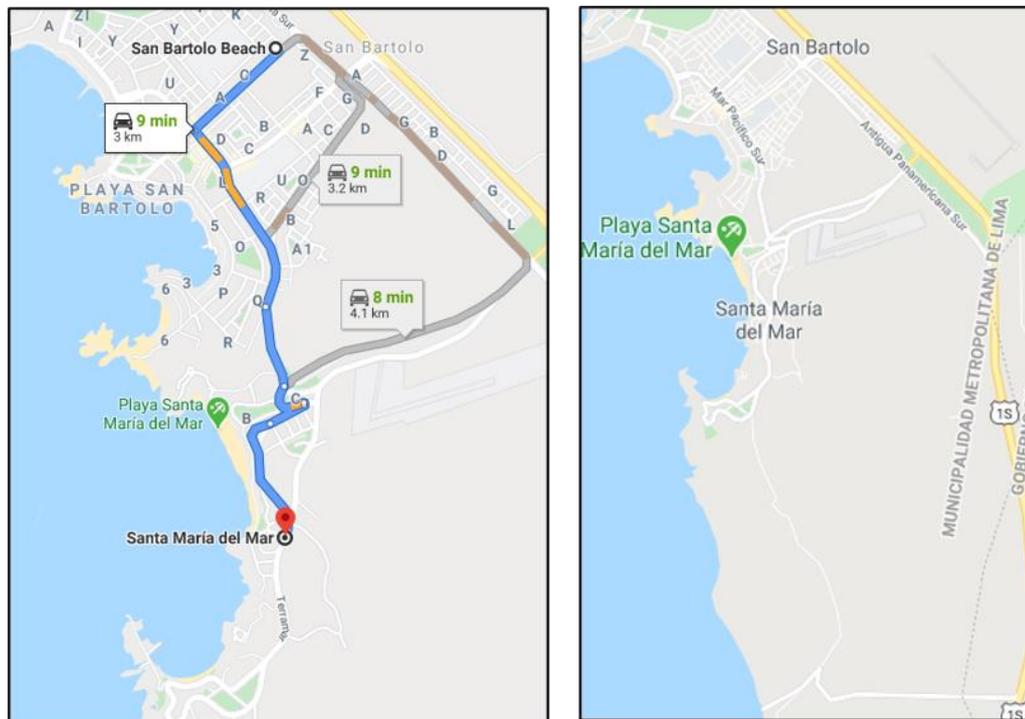


Figura 25. Acceso desde San Bartolo hacia Santa María de Mar (imagen de la derecha), ambos partes del área de investigación (imagen de la izquierda).

Tabla 5. Tiempo y distancia entre los distritos involucrados en la investigación.

Tramo	Tipo de vía	Distancia	Tiempo
Lima – San Bartolo	Terrestre	50 km	50 min
San Bartolo – Santa María del Mar y Embajadores	Terrestre (auto)	3 km	10 min
	Terrestre (caminando)	3 km	40 min

3.2 TIPO Y MÉTODO DE INVESTIGACIÓN

En la metodología utilizada se detalló el tipo de investigación, según el nivel, el diseño, su naturaleza y su finalidad.

Tabla 6. Clasificación y tipo de investigación.

Clasificación	Tipo de investigación
1. Según el nivel	Descriptivo: El nivel de la investigación es descriptiva, porque se describe las estructuras (fallas y fracturas) y la relación con el modo de emplazamiento del intrusivo.
2. Según el diseño	Transeccional en el tiempo: El diseño de la investigación es transeccional en el tiempo porque el intrusivo está relacionado a una edad geológica específica y ha sido posterior a la generación de fallas.
3. Según su naturaleza	Cualitativa y cuantitativa: La naturaleza de la investigación es cualitativa porque se designan características cualitativas a las rocas ígneas y se cuantifican las estructuras encontradas (fallas).
4. Según su finalidad	Aplicativa: Según la finalidad de la investigación, esta es aplicativa, porque a partir de conocimientos y teorías existentes se plantea la cinemática de las fallas, la dirección de esfuerzos y su incidencia en el emplazamiento de cuerpos ígneos.

3.3 PROCEDIMIENTOS Y TÉCNICAS DE RECOPIACIÓN DE DATOS

Los procedimientos y técnicas de recopilación de datos inician desde la compilación de información bibliográfica referente al tema de investigación hasta la interpretación de resultados, esta metodología está comprendida en tres etapas que tienen un orden correlativo.

3.3.1 ETAPA PRE CAMPO, RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Se realizó la compilación, selección y evaluación de la información bibliográfica sobre cuerpos intrusivos, cuerpos sub volcánicos, geología estructural y estratigrafía de la zona de investigación.

Además, se realizó la preparación de planos topográficos para hacer el cartografiado geológico, estos planos teniendo como base la información proporcionada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN); se compiló también información geológica preliminar del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

3.3.2 ETAPA DE CAMPO

En la etapa de campo, se realizó la toma de datos en las estaciones estructurales, además se extrajo muestras de los diferentes afloramientos para ser analizadas químicamente y realizándoles secciones delgadas para posteriormente ser interpretados en un marco de evolución tectónica y petrológica.

Además, se realizó el cartografiado geológico, delimitando el tipo de contacto entre unidades sedimentarias y cuerpos ígneos, identificando petrología y mineralogía para una clasificación a priori del tipo de rocas existentes en el área de investigación; se estableció también una secuencia de depositación y corte.

3.3.3 ETAPA POST CAMPO

En esta etapa se procesó los datos estructurales con el principio de los diedros rectos para determinar la comprensión máxima de lineamientos singenético (propios al emplazamiento de cuerpos ígneos) y los de carácter regional o post genéticos.

Se determinó la composición química petrológica en laboratorio y a través de secciones delgadas de las rocas existentes en el lugar.

Ambos procesos utilizados para la interpretación del modo de emplazamiento de los intrusivos en una roca caja silicoclástica, determinando el régimen tectónico de esa época geológica y su incidencia en la composición petroquímica.

Se realizó, además, la digitalización de planos geológicos de campo para posteriormente hacer secciones que ayuden a una mejor interpretación y contrastación con la geología proporcionada por el INGEMMET, sugiriendo mejoras.

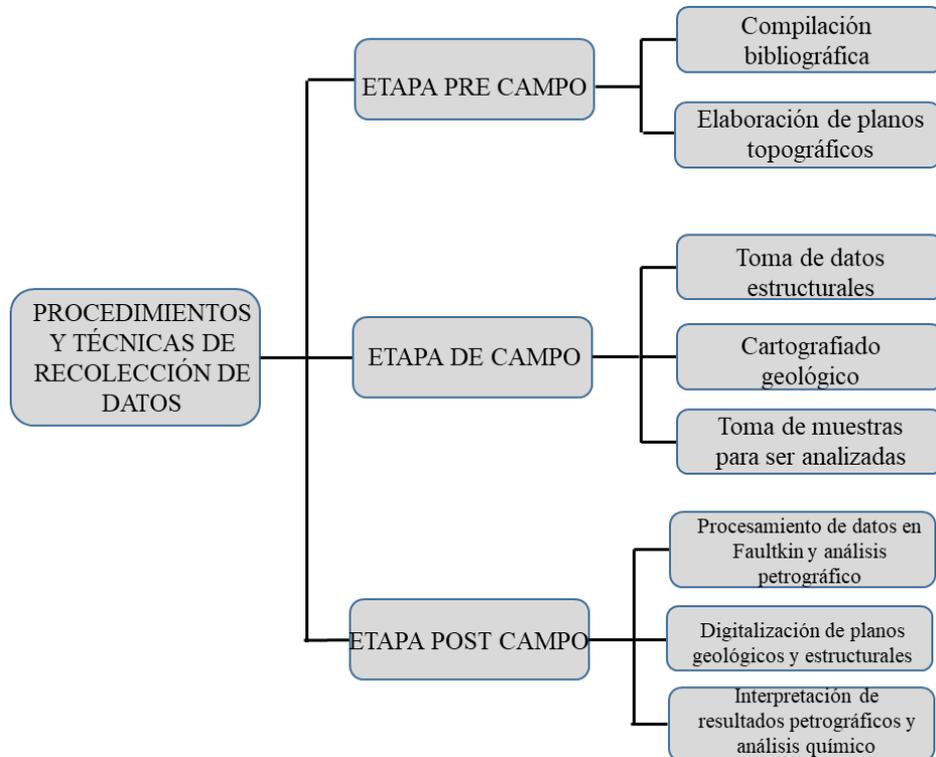


Figura 26. Procedimiento y técnica de recolección de datos.

3.4 DESCRIPCIÓN DE LOS EQUIPOS, INSTRUMENTOS Y TÉCNICAS DE MEDICIÓN

Los múltiples equipos que se utilizan tanto en campo como gabinete son de gran importancia para llevar a cabo la investigación; donde el mayor porcentaje de estos se emplean en campo.

Las técnicas empleadas para el acopio de la información fueron:

Observación y descripción de afloramientos. Que permite la interpretación de nuestra área de investigación.

Análisis documental. Recopilación de información existente en el área de investigación.

Tomas de muestras in situ. Para la descripción macroscópica y microscópica.

Toma de fotografías. Para ser editadas y ayuden para un mejor entendimiento de la geología.

Secciones delgadas. Para cualificar la petrología existente y ver posible modo de emplazamiento.

3.4.1 MATERIALES PARA CAMPO

Para la realización del trabajo en campo se necesita los siguientes materiales:

Tabla 7. Materiales de campo.

Materiales de Campo	Descripción
Plano topográfico, coordenadas UTM WGS- 84.	Plano base. Escala 1:5000.
Plano geológico, coordenadas UTM WGS -84	Plano de INGEMMET. 1:5000
Plano estructural, coordenadas UTM WGS-84	Cartografiado de estructuras en campo.
Brújula metálica marca Brunton	Mediciones de Azimuts y buzamientos.
GPS navegador Garmin Etrex 20	Para toma de coordenadas.
Cámara fotográfica	Captura de imágenes a editar.
Protactor multiescala	Plasmar mediciones estructurales en planos.
Picota Estwing de mango corto	Para tomar de muestras y describirlas.
Lupa 20 X	Ver minerales en una escala mayor.
Lápiz de dureza y magnético	Rayar minerales y ver susceptibilidad magnética.
Ácido clorhídrico diluido al 10%	Ver efervescencia en muestras.
Tablero de campo	Para transportar y utilizar planos.
Libreta de campo	Tomar datos geológicos y anotaciones.
Bolsas de muestreo	Para toma de muestras in-situ
Colores, lápiz, lapiceros	Anotaciones en los planos y libreta.

3.4.2 MATERIALES PARA GABINETE

Para el procesamiento de los datos obtenidos en campo se necesitan los siguientes materiales:

Lap top, importante para el procesamiento de datos e información recopilada en campo.

Impresora, sirve para el ploteo de planos.

Software Arc Gis 10.5, Faultkin, Autocat, Leapfrog e Illustrator, softwares especializados para la generación de planos, modelos digitales, análisis estructural, edición de fotos.

Programas de Microsoft office: Word, Excel y Power Point, para la realización del informe, tablas y presentación de la investigación.

Material de escritorio, que sirve como apoyo para la realización del informe y secciones geológicas.

3.5 TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE DATOS

El tratamiento y análisis de datos se realizará después de haber realizado la etapa de campo y nos servirá para la contrastación de la hipótesis. Los pasos que seguiremos para esta etapa serán:

Análisis estructural: para la determinación del esfuerzo principal (σ_1) y las variaciones de dirección y cabeceo de este esfuerzo en el Cretáceo Inferior que se realizará con software Faultkin.

Secciones delgadas: para la determinación de la petrología y mineralogía en las rocas aflorantes y la relación falla-emplazamiento de los cuerpos intrusivos (intrusivos, diques y sills) en San Bartolo y Santa María del Mar.

Modelo Geológico: que nos permitirá levantar a través de secciones geológicas, la geología 3D en Leapfrog 4.0 para su mejor interpretación.

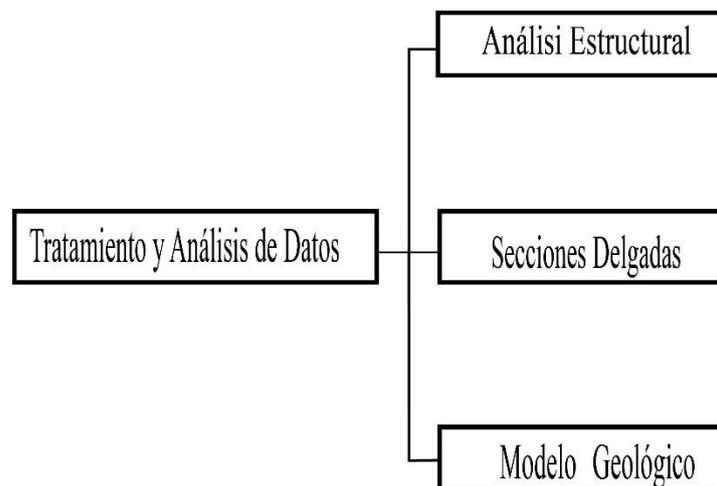


Figura 27. Tratamiento y análisis de datos para la investigación.

3.6 CONTROL DE CALIDAD DE LOS DATOS

La estimación de la calidad de datos geológicos tomados en campo y procesados establece relaciones matemáticas.

Los datos estructurales tomado en campo tiene una serie de limitaciones que es preciso conocer. Así, además del grado de representatividad de la propia estación de análisis respecto al área de investigación, hay que tener en cuenta los errores de tipo numérico que se producen durante la recolección de datos estructurales. Según Muñoz y De Vicente (1988), debemos destacar:

Los errores instrumentales de la brújula, que pueden estimarse en más o menos para cada uno de los tres ángulos medidos (sentido de buzamiento, buzamiento y cabeceo).

Errores debido a las irregularidades de la superficie de falla y la estría, que son cuantitativamente más importantes, y que fácilmente alcanzan valores de más o menos 5°.

El error en el cálculo del tensor de esfuerzos. El grado de confianza de los resultados se mide en función de la variación del ángulo entre estrías teóricas y estrías calculadas y el número de fallas explicadas por el tensor.

3.7 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

Vidal (1990), realizó un trabajo titulado El enjambre de diques, San Bartolo, Lima, que explica las generaciones de diques que es parte de la realización del presente trabajo. Posteriormente, y de manera regional, Palacios et al. (1992), realizan el Boletín N° 43: Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica – hojas 25 i, 25 j, 24 i, 24 j del INGEMMET, estos describen parte de la estratigrafía y cuerpos que cortan a éste en el cuadrángulo de Lurín. Años más tarde Aleman, Benavides y León (2006), realizan un trabajo acerca de la Estratigrafía, sedimentología y evolución tectónica del área de Lima analizando la parte sur del área de investigación, cartografiando intrusivos de composición diorítica. Cerna (2013), realiza su tesis de pregrado titulado Estudio geológico – tectónico de la cuenca marginal del Cretáceo inferior en la costa central de Lima entre San Bartolo y Santa María del Mar, donde realiza la descripción del enjambre de diques y sills existentes en la zona, además de realizar un cartografiado geológico de estos, asignándole un ambiente y evolución tectónica.

El presente trabajo se utilizó la topografía brindada por el Instituto Geográfico Nacional, las hojas de Santa María del Mar (36-o) y la Honda (37-o) en escala 1/5000. En base a la geología cartografiada se realizaron secciones transversales que evidencian los contactos de los cuerpos intrusivos y el sedimentario.

3.7.1 ESTRATIGRAFÍA LOCAL

Dentro del registro estratigráfico de la región Lima se puede distinguir cuatro secuencias denominadas Grupos Puente Piedra, Morro Solar, Lima y Casma, las cuales son de amplia distribución y además está la Formación Pucusana de límites restringidos, que marcan etapas

importantes en la evolución estratigráfica, sedimentología y tectónica de la cuenca del río Cañete (Aleman, Benavides y León, 2006).

La unidad más antigua que se puede apreciar en la región Lima es el Grupo Puente Piedra del Jurásico superior/Berriasiano, que consiste de areniscas volcanoclásticas, flujos de lava andesítica y andesitas basálticas, lutitas y en forma subordinada calizas que documentan un arco insular Jurásico activo. Esta unidad está cubierta por las areniscas cuarzosas y limoarcillitas del Grupo Morro Solar del Valanginiano, el cual señala un cambio abrupto en la sedimentación y en el estilo tectónico. Este cambio en procedencia y origen de los sedimentos es explicado en términos de extensión ensiálica que incluyó la subsidencia del arco volcánico y el levantamiento de las rocas Paleozoicas y Proterozoicas de la Cordillera de la costa (Bloque Paracas). La Formación Pucusana descansa sobre el Morro Solar, pero está restringida a un graben que se desarrolló entre Pucusana y Mala, y consiste de lavas basálticas a andesitas basálticas, tobas y brechas piroclásticas con una extensión local de arco volcánico. Regionalmente el Grupo Morro Solar está sobreyacido por una secuencia principalmente de calizas, limoarcillitas, lutitas, evaporitas y calizas bioclásticas descritas como el Grupo Lima del Valanginiano Superior a Berremiano Inferior, que documenta al máximo pulso de la transgresión Neocomiana. Esta secuencia marina está localmente interstratificada y muchas veces dominada por volcanoclásticos que anunciaban las fases tempranas del emplazamiento del Batolito de la Costa (Cobbing, 1982, 1985; Pitcher y Cobbing, 1985; Atherton, 1990). Una actividad volcánica del tipo regional es documentada en la unidad suprayacente descrita como Grupo Casma del Aptiano/Albiano, la que presenta las facies del arco frontal contemporáneas con los gabros y doleritas del Batolito de la Costa (Atherton et al., 1983, 1985). Esta unidad estuvo asociada con extensión como se puede inferir de areniscas con alto contenido de cuarzo interstratificado con las secuencias volcanoclásticas.

La secuencia volcánica sedimentaria en la cuenca del río Cañete, en la vecindad de Lima, sugiere que los periodos intermitentes de extensión y vulcanismo jugaron un papel importante en la evolución temprana de los Andes. Proceso de extensión ensiálica, quizás relacionadas con la partición de esfuerzos durante la convergencia oblicua de las placas, fueron más importantes en el modelo Andino de lo que se ha reconocido anteriormente. Un modelo de una extensión de retroarco abortado ha sido propuesto para explicar patrones geoquímicos anómalos documentados a lo largo de la margen peruana y chilena (Atherton y

Webb, 1989; Dalziel, 1981, 1986; Levi y Aguirre, 1981) y podría ser un mecanismo importante para interpretar la evolución temprana de las márgenes tipo andes.

EDADES		UNIDADES ESTRATIGRAFICAS	ESPESOR EN m.	LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN		
CENOZOICO	CUATERNARIO	Dep. col Dep. II					
		Dep. I Dep. al. Dep. marinos					
MESOZOICO	CRETÁCEO	ALBIANO-CEMOMANIANO	GRUPO CASMA	VOLCÁNICO QUILMANÁ	700	Piroclastos y derrames andesíticos masivos, con niveles de lavas de estructuras almohadilladas y amigdaloides con intercalación esporádica de areniscas volcánicas	
				FORMACIÓN CHILCA	750	Secuencia sedimentaria volcánica Constituidos por intercalación de areniscas volcánicas, lutitas, grauwacas, y calizas finas, estratificadas con andesitas y dacitas. Freybericeras - Barroisiceras Derrames y piroclastos volcánicos Andesítico, dacítico, con horizontes de lavas almohadilladas	
			ALBIANO INFERIOR	FORMACIÓN ATOCONGO	300	Bancos gruesos de calizas gris claras a beige, altamente silicificadas por metamorfismo termal	
			APTIANO SUPERIOR			PARAHOPLITES	
			APTIANO MEDIO	FORMACIÓN FAMPLONA	700	Calizas oscuras intercaladas con lutitas y margas	
	BARRIEMANO	OLCOSTEPHANUS					
	HAUTERIVIANO VALANGUINIANO SUPERIOR						
	JURÁSICO	INFERIOR	VALANGUINIANO	GRUPO MORRO SOLAR	FORMACIÓN MARCAYILCA	245	Areniscas cuarcíticas de grano fino a medio, blancas, verdes y grises
					FORMACIÓN HERRADURA	130	Lutitas fibilbles algo pizarrosas de color negro, gris con areniscas pardas RAIMOINDICERAS RAIMOCHI GAB Banco de cuarcitas gris claro en la parte superior calizas oscuras y areniscas volcán en la base con horiz. volcánicos
					FORM. SALTO DEL FRAILE	100	INOCERAMUS
SUPERIOR		HERRASIANO	GRUPO FUENTE PIEDRA	2200	Horizontes lenticulares lutáceas abigarradas en la parte superior e intercalaciones de brechas y derrames volcánicos, con limolitas, areniscas y lutitas pizarrosas en la base		
		TUDOSIANO			AMONITES - LAMELIBRANQUEOS Y PLANTAS		

Figura 28. Columna generalizada del área de Lima (Modificada de Palacios et al., 1992). El rectángulo de color rojo indica las formaciones según el INGEMMET.

Dentro del marco estratigráfico brindado por el INGEMMET (parte del cuadrángulo de Lurín) tenemos formaciones clásticas de edad cretácica medio a superior según Palacios et al. (1992), las cuales nombraremos y describiremos a continuación y que son parte del Grupo Lima y Grupo Casma.

3.7.1.1 Formación Pamplona

Lisson (1907), en su estudio La geología de Lima y sus alrededores se refiere a la secuencia pamplona como una serie arcillo-calcárea. La Comisión de Lima del Instituto Geológico del Perú la reconoció y denominó como Formación Pamplona y como tal ha sido publicado por Rivera (1951). Estudios posteriores de tesis dan cuenta de sus exposiciones al sur de Lima, Lurín y hasta Pucusana.

La Formación Pamplona marca el inicio de una trasgresión que alcanza su pleno desarrollo con la Formación Atocongo.

En Santa María del Mar, concordante al piso con un lacolito y en el techo a la Formación Chilca, se expone una secuencia de lutitas gris verdosas a amarillentas, calizas marmolizadas intercaladas con niveles volcánicos. A esta secuencia atraviesan una secuencia considerable de diques y sills de composición basalto-andesitas.

La Formación Pamplona ha sido corroborada por la presencia del ammonite *Olcostephanus* cf. *Asterianus* y *Olcostephanus* cf. En los niveles inferiores de la secuencia. Este fósil determina el Valanginiano tardío y más propiamente el Hauteriviano. Se puede entonces aseverar que la Formación Pamplona comprende edades desde fines del Valanginiano hasta comienzos del Aptiano; es decir el íntegro de los pisos Hauteriviano-Barremiano.

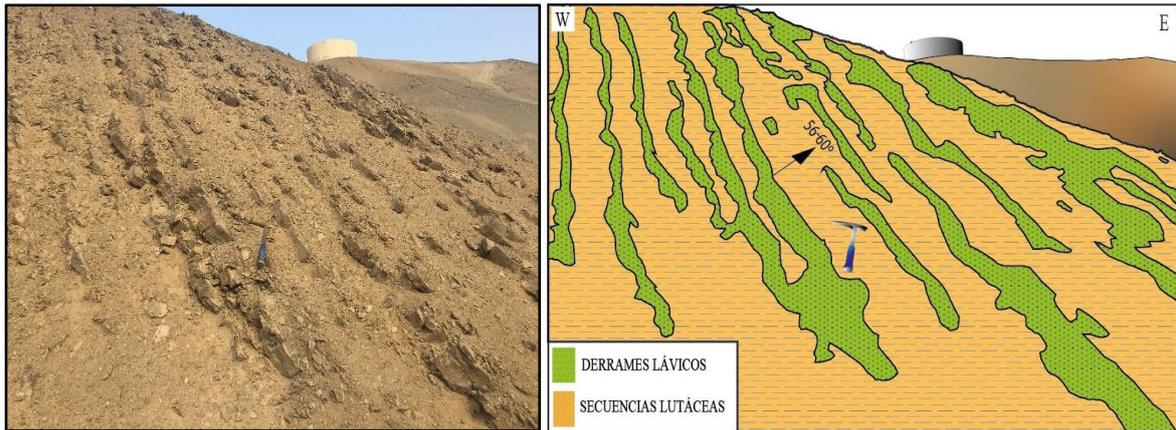


Figura 29. X: 307211 Y: 8627064. Estratificación: Az/Bz: N305°/56°. Intercalación de lavas volcánicas de composición basalto-andesita con secuencias lutáceas de la Formación Pamplona. Parte central del área de investigación.

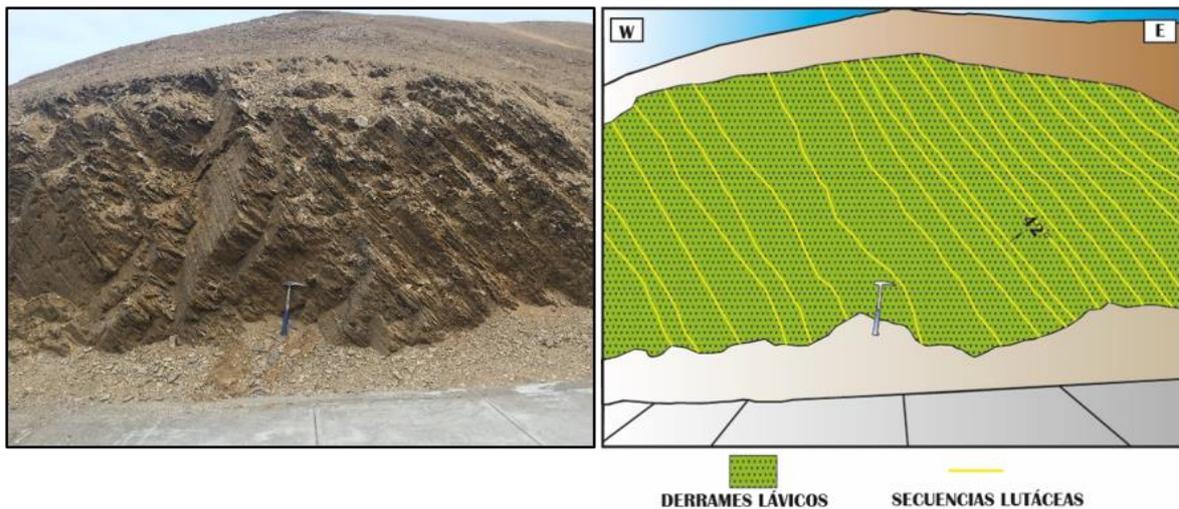


Figura 30. X: 30711. Y: 8627515. Estratificación: Az/Bz: N320°/52°. Intercalación de derrames volcánicos de composición basalto-andesita con milimétricas secuencias de lutitas, en parte abigarradas, Formación Pamplona. Parte nor-occidental del área de investigación.

3.7.1.2 Formación Atocongo

Debe su nombre a las calizas de la localidad de Atocongo, donde presenta su mejor desarrollo. Sus facies son la continuación de la Formación Pamplona, de allí que su contacto sea gradacional pasando de unas facies arcillo-calcareas a unas facies calcáreas de mayor profundidad.

Su edad la podemos inferir en base a su posición estratigráfica concordante y gradacional sobre la Formación Pamplona que se ubica en el Aptiano.

3.7.1.3 Grupo Casma

Este grupo marca regionalmente el inicio de otro ciclo vulcano-sedimentario el mismo que se encuentra ampliamente desarrollado al norte de Lima.

En el área de Lima, el Grupo Casma también ha sido dividida en unidades litoestratigráficas definidas por una secuencia volcánica-sedimentaria en la parte inferior y otra netamente volcánica en la parte superior.

3.7.1.3.1 Formación Chilca

Al sur de Lurín, y en contacto concordante sobre la Formación Pamplona se extiende una secuencia volcánico-sedimentaria constituida en su parte inferior por calizas y rocas clásticas intercaladas con derrames volcánicos y hacia la parte superior casi íntegramente volcánica.

En el corte de la carretera de la Panamericana Sur, a la altura de Punta hermosa, se puede apreciar la base constituida por material brechoide, grawacas y derrames andesíticos que descansan sobre secuencias pelíticas de la Formación Pamplona. Se continúan al sur, por San Bartolo, donde está constituida por andesitas porfiroides, brechas sedimentarias, y areniscas arcósicas conglomerádicas con fragmentos redondeados.

La secuencia clástica es de origen volcánico, tipo brechoide, constituida a base de un material de erosión y deposición rápida, la cual no aparece al norte de Lurín probablemente porque entre Punta Hermosa y San Bartolo pudo haber existido un palorelieve positivo que separa la subcuenca de Lima con la subcuenca de chilca.

La base de la Formación Chilca constituye en ésta área la base del Grupo Casma considerada en la costa norte como Albiano por Myers (1978).

La Formación Chilca en el área de investigación presenta tufos y brechas piroclásticas con algunas intercalaciones de arenáceas, margas y flujos de lavas aglomerádicas. Esta intruída por diques y sill hipabisales, a su vez recortadas por plutones del Batolito de la Costa.

Se les atribuye una edad Aptiano – Albiano por la presencia de fósiles como Telina c.f.

Los tufos subacuáticos y brechas volcanoclásticos intercalados con lavas aglomerádicas y autobrechadas, todas descritas como rocas piroclásticas, de coloración abigarrada verde, púrpura y rojo. Tiene dirección N 300° - N 320° y buzamiento de 30° NE. Son capas y

coladas con potencias, normalmente entre 0.3 – 1.2 m; algunas llegan hasta 2 m. Los remanentes de esta secuencia se hallan expuestos, sin conocerseles ni base ni tope, con un grosor mínimo de 100 m.

Son predominantes los tufos y las brechas; presentan fragmentos líticos y/o de cristales con estructuras sedimentarias como estratificación gradada y paleocanales. La granulometría de las capas es homogénea en cada horizonte, aunque no son así la selección detrítica ni el desgaste de los clastos, evidenciando poco transporte y sedimentación subacuática.

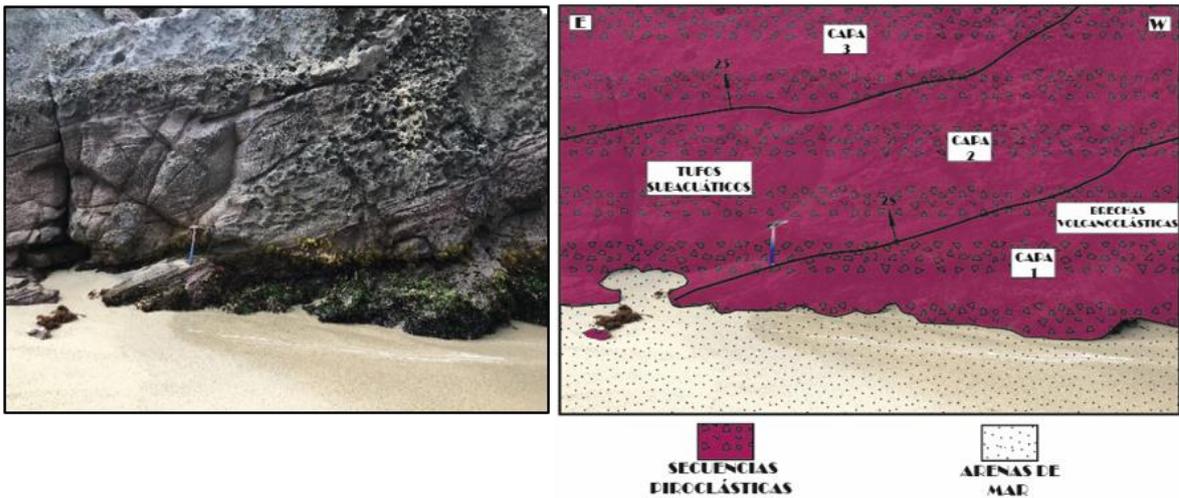


Figura 31. X: 304496, Y: 8632291. Estratificación: Az/Bz: N315°/28°. Estratificación en secuencias piroclásticas de la Formación Chilca. Punta Negra.

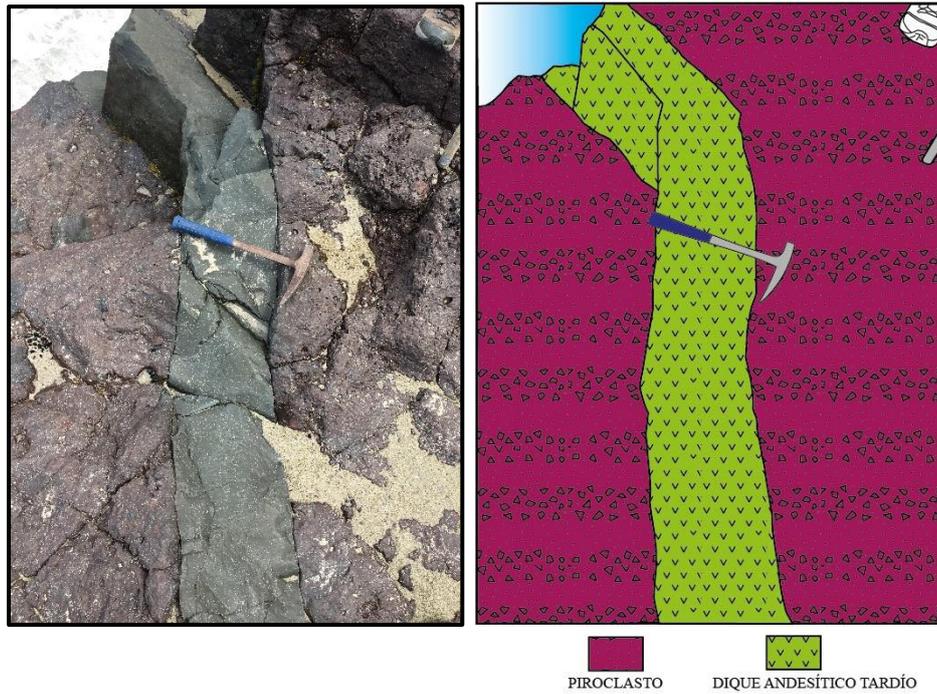


Figura 32. X: 304485, Y: 8632258. Az/Bz Dique Andesítico: W-E/vertical. Dique cortando las secuencias piroclásticas de la Formación Chilca, relacionado a la tercera generación de diques y sill de San Bartolo. Foto tomada en Punta Negra.

Aleman, Benavides y León (2006), resumen parte de su trabajo en el siguiente cuadro, se ha resaltado la estratigrafía de nuestra zona con un rectángulo de color rojo.

SISTEMA	SERIE	PISO	GRUPO	FORMACIÓN	ZONA PALEONTOLÓGICA	EVENTOS TECTÓNICOS Y DEPOSICIONALES			
CRETÁCEO	CRETÁCEO INFERIOR	ALBIANO	CASMA	Chilca	Venezoliceras sp.	Entensión y volcanismo regional en el Arco Volcánico			
					Parahoplites nicholsoni ?		Fase Mochica		
					Toucasia carinata				
		NEOCOMIANO			HALUTERIVIANO	LIMA	Atocongo	Asteridiscus cf. model	Deposición en Talud y Plataforma de Carbonatos de Lodolitas y Evaporitas
							Pamplona	Stylina columbata n. sp.	
							Lurin	Olcostephanus ef. asterianus	
				MORRO SOLAR	Pucosana	Raimondiceras raimondii			
	JURÁSICO SUPERIOR	BERGASIANO	RYAZANIANO		Marcavilca	Deposición sintectónica en Aguas Poco Profundas y Proveniencia de sedimentos de bloques continentales durante extensión silíca			
			POBUNDIANO		Herradura				
		INMERSIANO		PUENTE PIEDRA	Ventanilla				
				Puente Inga	Substeuoceras steuri				
			Tambo Inga		Extensión y Amplia Deposición Subacuática en el Arco Volcánico				

Figura 33. Estratigrafía del área de Lima con sus zonas paleontológicas y los eventos depositacionales y tectónicos más importantes (Aleman, Benavides y León, 2006).

3.7.1.4 Depósitos Cuaternarios

Encontramos depósitos de diferente granulometría relacionados a depósitos tipo *debris flow* (en Perú, relacionado a huaycos) cubriendo parte del intrusivo y en ocasiones aprovechando fallas gravitacionales, , esto por las imbricaciones de los cantos, arenas y limos que han sido reabajados por flujos de agua y en zona árida se entremezclan con depósitos de eolianitas, encontrándose estratificación cruzada en este tipo de depósitos.

En las siguientes imágenes se muestra cortes de estos depósitos, notándose granulometrías y composición muy variada, interstratificados con eolianitas, evidenciando dos eventos recurrentes y muy dinámicos para su depositación y su disposición actual.

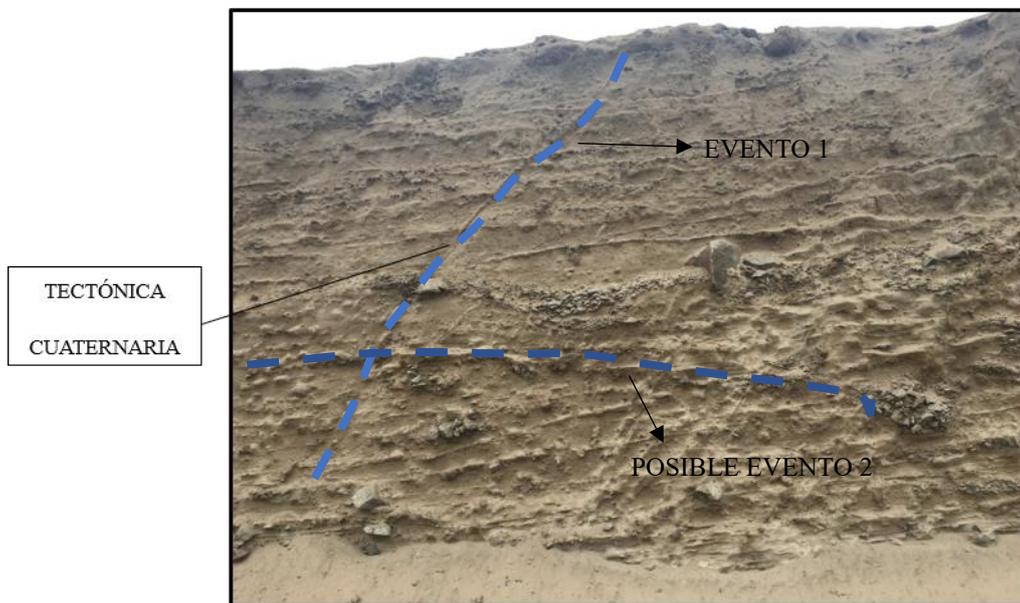


Figura 34. Depósitos debris flow interstratificados con eolianitas, además, se puede observar la presencia de tectónica cuaternaria.en la parte izquierda de la imagen.



Figura 35. Depósitos *debris flow* mejor representados, interestratificados con depósitos eólicos.

3.7.2 DIQUES Y SILLS

La geología actual del litoral marino, 50 km al sur de Lima, se caracteriza por presentar tres generaciones de diques hipabisales denominados formalmente como Enjambre de Diques San Bartolo. Dicho enjambre está emplazado en rocas volcánico-sedimentarias de la Formación Pamplona y Chilca, asociada a intrusiones tempranas de diorita y gabro.

A continuación de un enjambre de diques y sills máficos, se emplazó un segundo enjambre de diques altamente vesiculares. Ambas generaciones dan lugar a las formaciones de franjas con fuerte alteración hidrotermal, orientados predominantemente hacia el noroeste. La sucesión de diques culmina con un dique anular de carácter andesítico.

Los diques y sills de composición máfica se emplazan no solo en las secuencias piroclásticas, sino, además, en las secuencias clásticas y carbonatadas de la Formación Pamplona. Son estructuras de hasta 3 m de potencia. Los diques son de buzamiento subvertical, aunque excepcionalmente llegan a buzarse hasta 55 grados al SO y están emplazados a lo largo de los sistemas de fracturamiento con azimuts de N 290° y N 320°.



Figura 36. X: 306816 Y: 8627496. Estratificación: Az/Bz: N318°/30°-35°. Sill máfico de hasta 3m emplazado en las secuencias pelíticas de la Formación Pamplona.

Los diques vesiculares incluyen a los diques y sills de máficos a andesíticos. Forman enjambres agrupados en sistemas de azimut y buzamiento promedio N 320°-325°/60-85° SO y N 70°/vertical, emplazadas tanto en las secuencias piroclásticas descritas por Vidal (1990), como también en la Formación Pamplona. Presentan abundantes vesículas y amígdalas elongadas de manera paralela a los contactos, dichas cavidades llegan a formar hasta el 50% de la roca.

Existe una franja de fuerte alteración hidrotermal dispuesta en sentido NO.

Las características petrográficas más saltantes de estos diques son su textura porfirítica/vesicular y los rellenos finamente bandeada. Los fenocristales son plagioclasas albitizadas y ocasionalmente clinopiroxenos. Las secuencias de relleno mejor desarrolladas presentan una generación inicial clorita, calcita y epidota, seguida por otra de adularia, la cual a su vez es tapizada por cuarzo, prehnita y pumpellyta o arcilla y zeolitas no identificadas (Vidal, 1990).

En la Formación Pamplona se encuentran emplazados en forma de enjambres de espesores de 0.2-0.3 m, formando tabiques y cortando a los diques y sills de composición máfica; pero además se encuentran aislados llegando a tener espesores de hasta 1.2 m. Teniendo direcciones preferentes de N 310° – N 320° y buzamientos desde 65° hasta sub verticales.

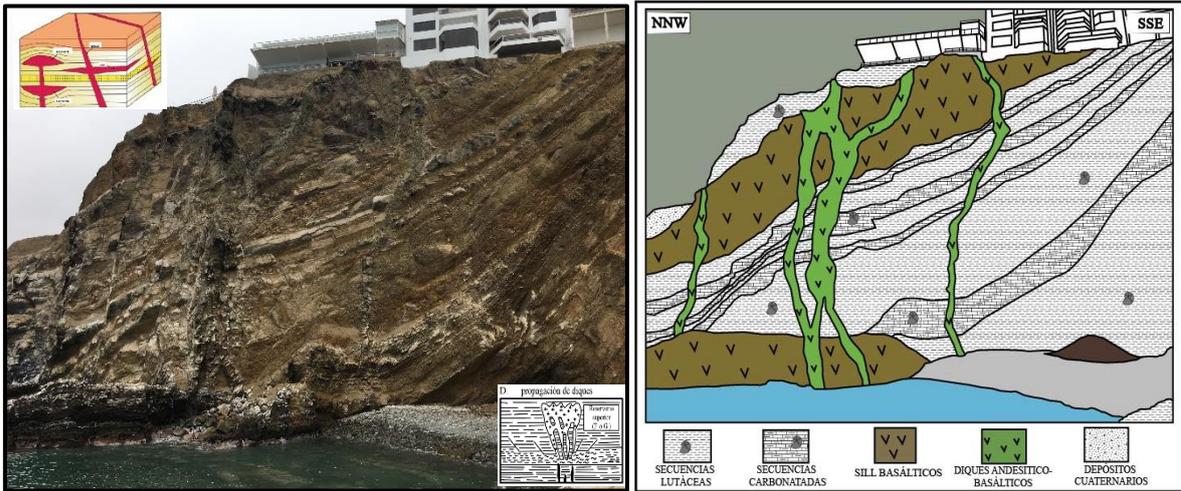


Figura 37. X: 306816 Y: 8627496. Estratificación: Az/Bz: N325°/37°-45°. Diques vesiculares cortando intercalación de secuencias carbonatadas y lutáceas de la Formación Pamplona y sills máficos de la primera generación.

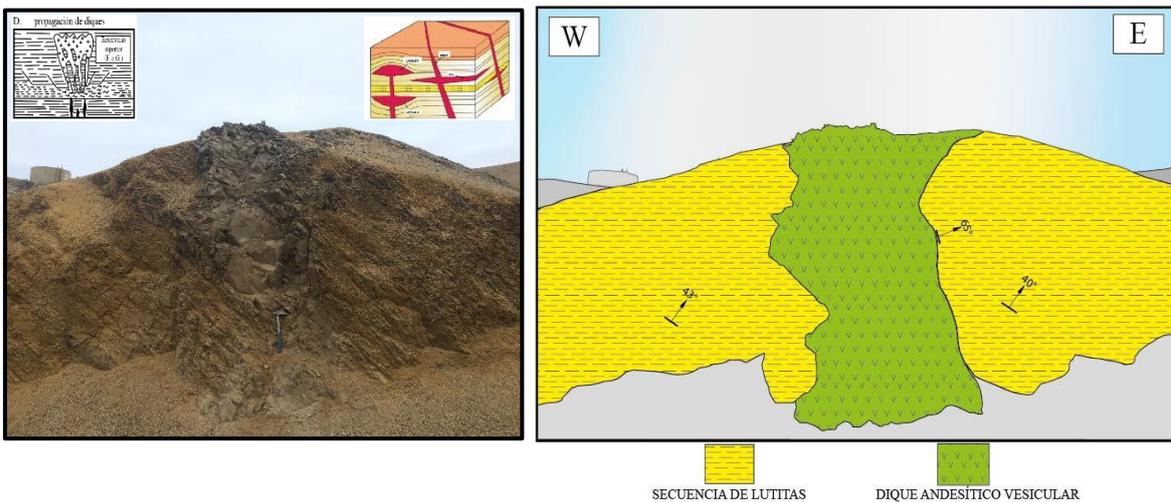


Figura 38. X: 307100 Y: 8627454. Dique: AZ/BZ: N 315°/65° Estratificación: Az/Bz: N 322°/43°. Dique vesicular de composición andesítica cortando a secuencias lutáceas de la Formación Pamplona.

El dique anular tardío de espesor variable, que puede llegar hasta 3 m en Punta Bufadero y entre 0.2-0.25 m al norte en Punta Negra, atraviesa diques máficos, diques vesiculares y secuencias piroclásticas, presenta textura porfirítica, en partes forma un arco de hasta 110°, cóncavo hacia el SE. Las plagioclasas están ligeramente albitizadas. Denota tenue alteración hidrotermal de ensamble principal de calcita-clorita-epidota. Existe escasas vesículas. No se ha evidenciado cortando secuencias sedimentarias de la Formación Pamplona.

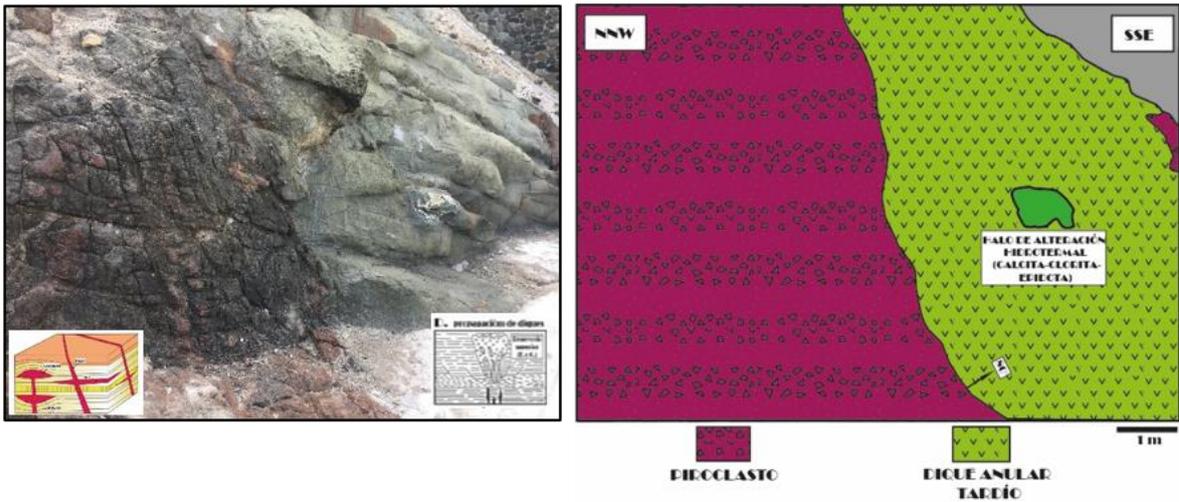


Figura 39. X: 306585, Y: 8629170. Dique anular de 3 m de composición andesítica, cortando a las secuencias piroclásticas. Cerca al bufadero.

La presencia de las tres generaciones de diques se encuentra mejor expuesta en la zona denominada Punta El Bufadero, interpretada como la zona de mayor apertura, puesto que la densidad de diques y sills superan el 35% con respecto a la encajonante piroclástica, alrededor a esta zona, encontramos afloramientos intermitentes de esta generación volcánica subacuática. En la siguiente imagen se muestra un plano de la cartografía en una de las mencionadas zonas, describiéndose y evidenciándose el material volcánico.

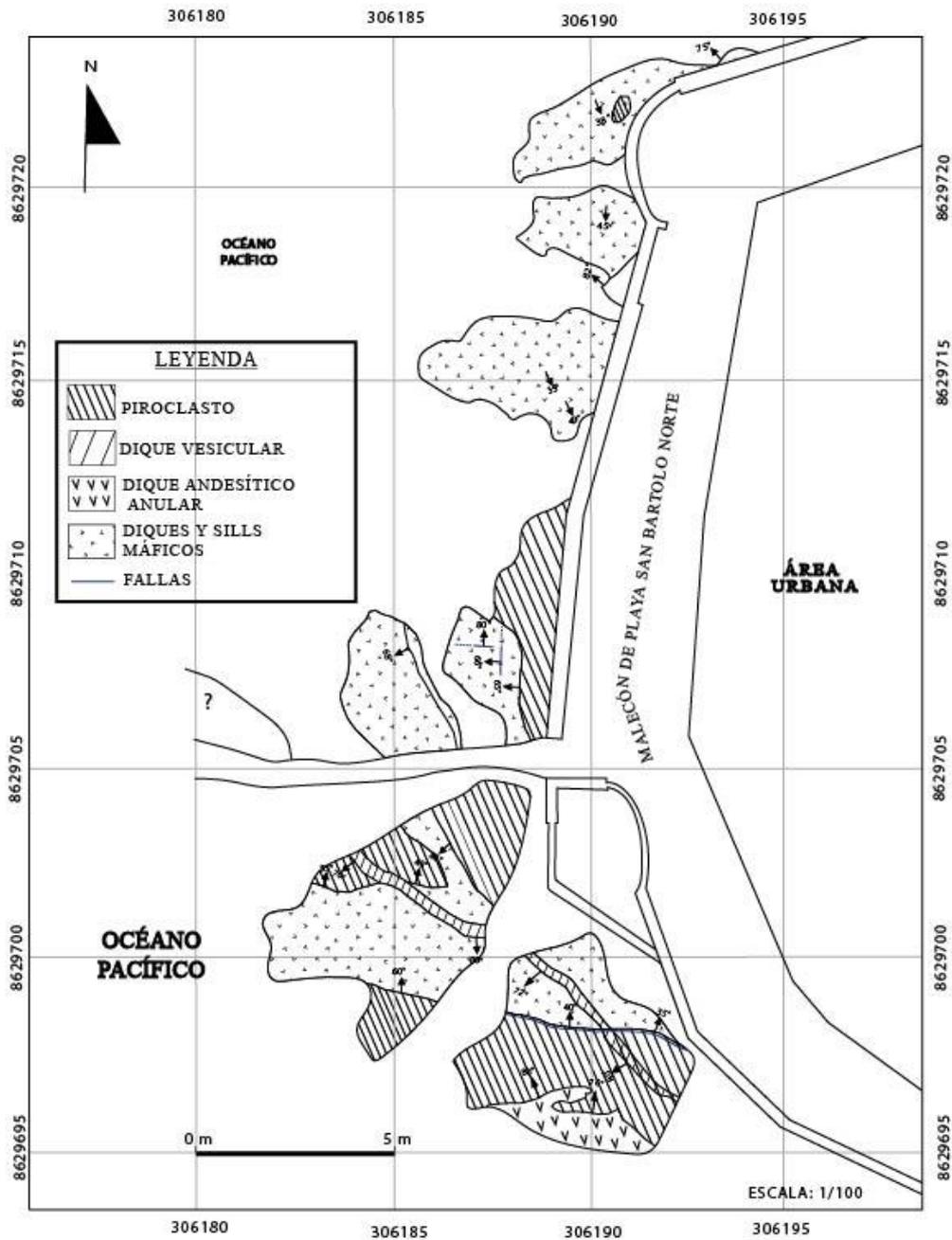


Figura 40. Cartografiado, en el área del Bufadero, de las tres generaciones de diques y sills descritos anteriormente, emplazados en el piroclasto de la Formación Chilca.

Dentro de las tres generaciones de diques, los diques máficos son los que mayor porcentaje de concentración de densidad tienen con un promedio de 60% respecto a las otras generaciones de diques y de la roca encajonante, esto se puede mostrar en la Figura 42, donde se observa un sección de W – E con coordenadas N8629629 y E306193, en esta sección se muestra los afloramientos de los enjambres de diques y roca encajonante, de la cual se ha sacado un porcentaje respecto a su concentración de densidad.

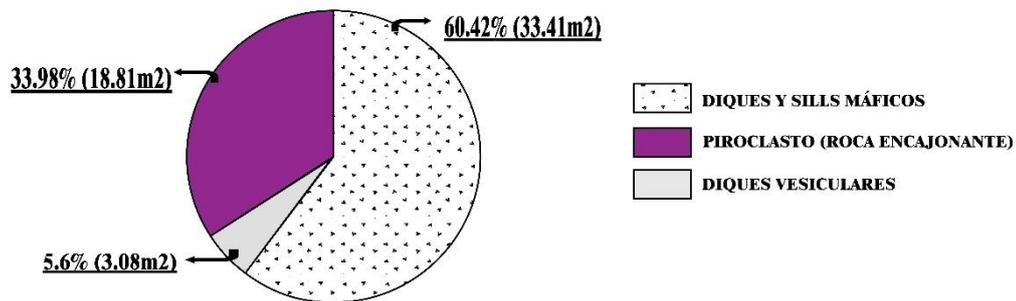
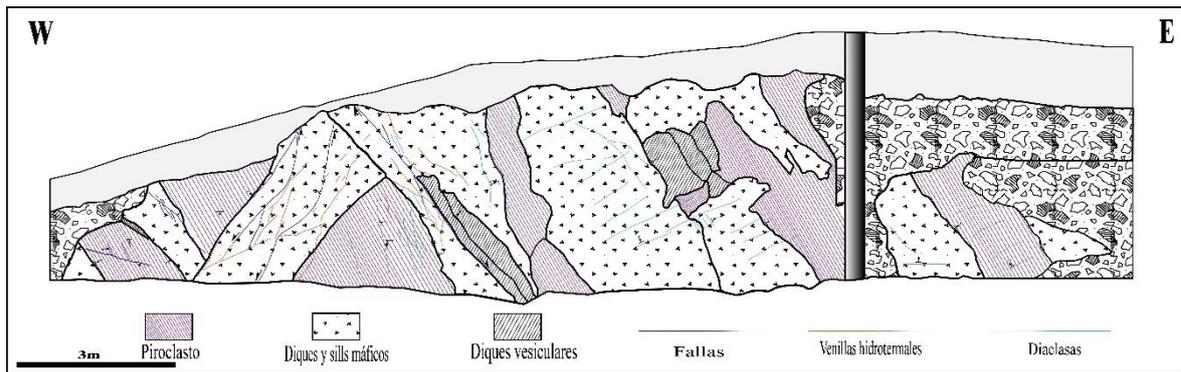


Figura 41. Sección litológica, en el área del distrito San Bartolo, se observa los enjambres de diques máficos y vesiculares emplazados en rocas de la secuencia piroclástica.

3.7.3 LAS PRIMERAS INTRUSIONES BÁSICAS

Regan, P. (1976), describe una cadena alargada de gabros, dioritas, diques y sills basálticos que ocupan la cuenca marginal volcánica que abarcan un periodo relativamente corto entre el final de la sedimentación y el emplazamiento de los primeros miembros del Batolito de la Costa. Este autor describe que las rocas básicas se derivan de magmas toleíticos derivados del manto y que se relacionan más a los productos de vulcanicidad de finales del Cretáceo Inferior que con los granitoides del batolito.

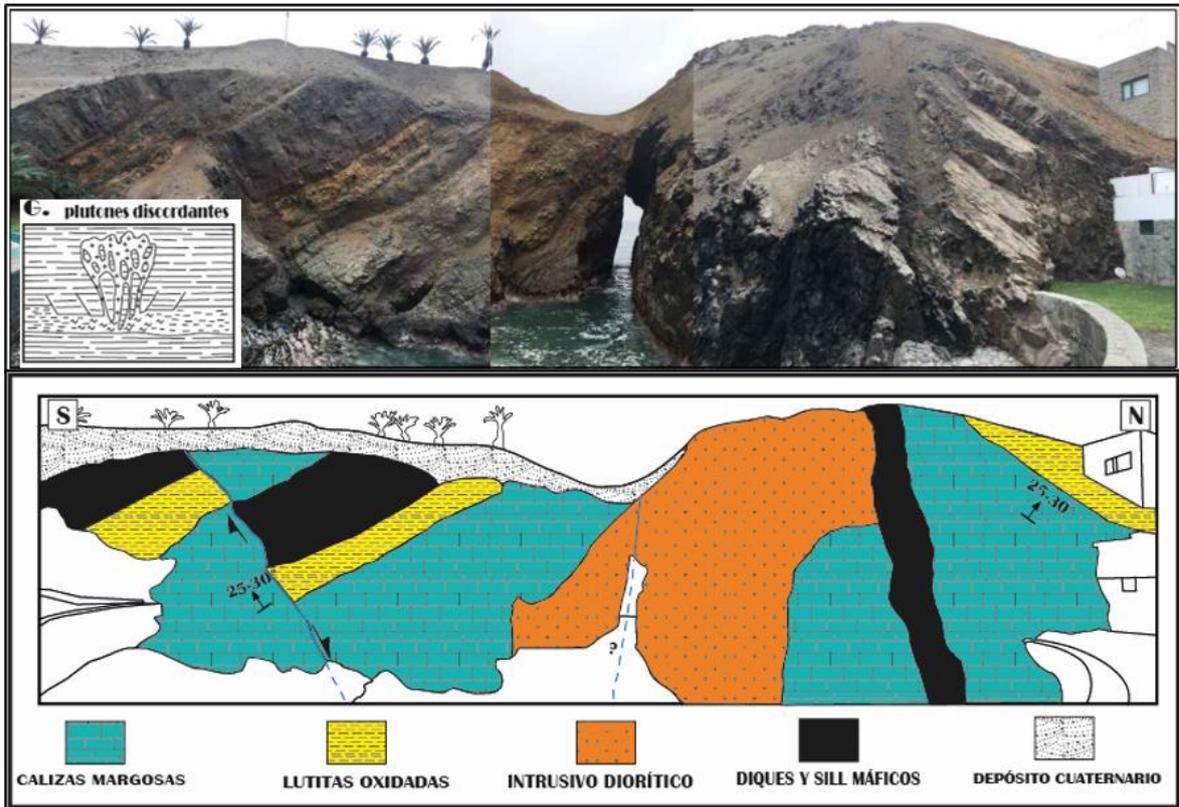


Figura 42. X: 306478 Y: 8627166. Tres evento principales en la imagen; el primero la sedimentación de la Formación Pamplona, segundo evento el emplazamiento de diques y sill a partir de fallas de cinemática normal y finalmente el emplazamiento lento de un intrusivo de composición diorítica, precursores de la Super Unidad Patap, que deforma las secuencias vulcano-sedimentarias y se genera un anclinal a partir de dicho emplazamiento.

Dado que los primeros plutones forman espacialmente un componente integral del Batolito de la Costa, aunque en todas partes son anteriores a los granitoides adyacentes, se los considera precursores (Pitcher, 1978). Atherton et al. (1979) y Cobbing et al. (1981) han discutido el papel paterno implícito de los primeros magmas básicos en el modelado de la generación de los granitoides posteriores.

Las primeras intrusiones básicas muestran una variedad de escalas y estilos geométricos. Numerosas pequeñas intrusiones que forman diques o cuerpos en forma de tapones se encuentran dispersos por toda la envoltura inmediata del batolito. Esta evidencia, apoya la propuesta de que al menos algunas de estas intrusiones pueden representar las raíces de los centros volcánicos. La mayoría de las primeras intrusiones básicas se emplazaron en la corteza delgada de la Cuenca Marginal Mesozoica (Atherton et al, 1983).

La edad relativa de los intrusivos básicos se determina fácilmente. Cortaron estructuras en el país que imponen aureolas térmicas imponentes de extensión limitada, y donde se producen como componentes del batolito, son cortados por los granitoides. Esta imagen aparentemente simple resultó en la asignación arbitraria de plutones básicos a una sola superunidad, el Patap (Myers, 1975a). Los detalles de los contactos entre las intrusiones básicas y las rocas caja revelan una variación considerable en las relaciones temporales. Algunas intrusiones menores pueden incluso ser anteriores a la tectónica Albiana (Cobbing et al., 1981). Varios de los complejos plutónicos como el de Huaral, aunque claramente muestran estructuras transversales en su envoltura volcánica, exhiben zonas marginales e internas de intensa deformación dúctil y evidentemente constituyen un episodio sintectónico. Por otro lado, muchos otros plutones poseen relaciones de contacto simples y son inequívocamente post tectónicos.



Figura 43. X: 306492, Y: 86226873. Foliación interna sintectónica en el acantilado de Cerro La Paloma.

Dado que las intrusiones se emplazan en las rocas de la era de Albiano (Wilson, 1963; Myers, 1975a), las restricciones se imponen en su límite de edad inferior (c. 107 Ma). Los límites superiores son proporcionados por determinaciones radiométricas de la edad en los granitoides transversales: por lo tanto, el monzogranito Atocongo, de 101 Ma, corta ambos estratos del Albiano y el plutón de composición básica de Lurín, y 100 km más al norte, la granodiorita Lachy, 90 Ma (Mukasa, 1983). Corta el plutón básico de Huaral.

En consecuencia, las primeras intrusiones básicas pueden visualizarse como formando un grupo o cadenas de plutones volumétricamente importantes con intrusiones menores

concomitantes colocadas a lo largo de la cuenca marginal e inexistencia de la formación del batolito granitoide. El emplazamiento se logró durante un intervalo de tiempo significativo que abarcó el evento de deformación albiada tardía.

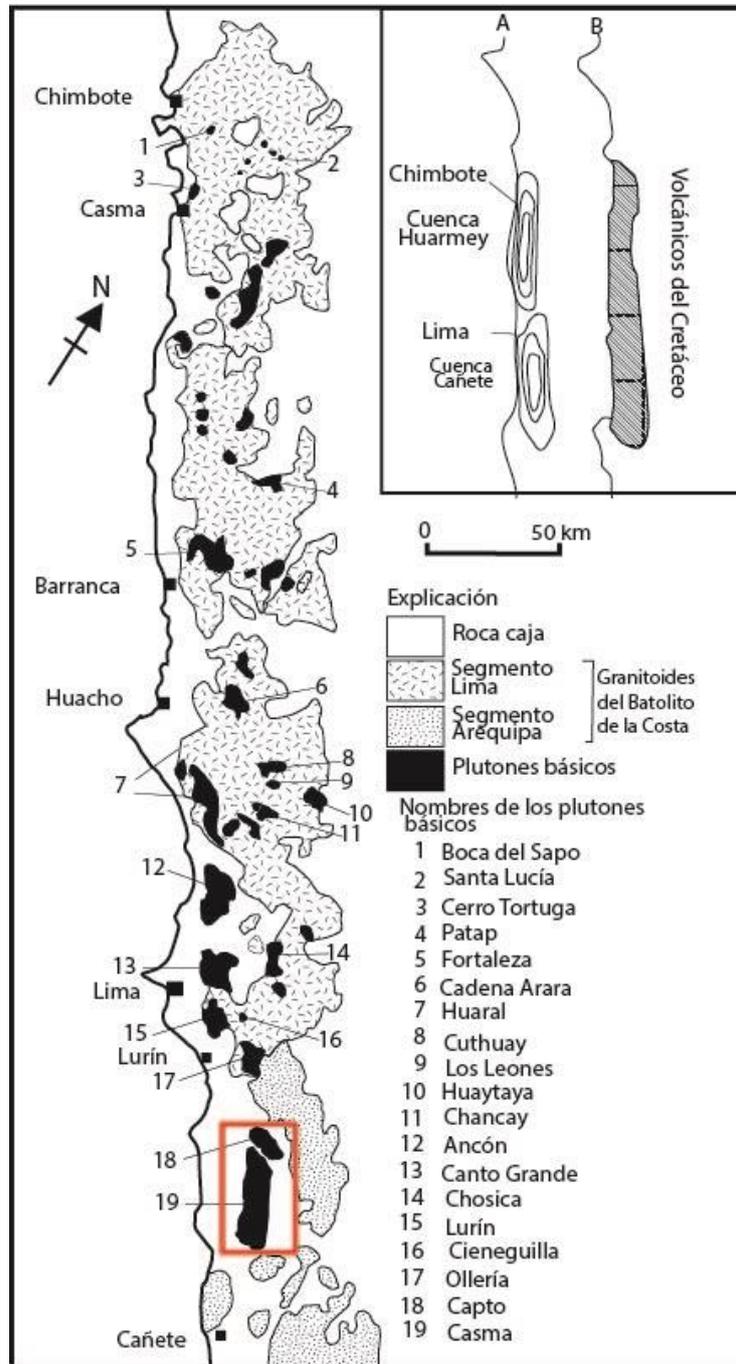


Figura 44. Distribución de los plutones básicos entre Chimbote y Cañete (adaptado de Pitcher, 1978) mostrando A) la extensión de la cuenca marginal (Cobbing, 1978); B) la distribución de las rocas volcánicas Cretácicas. Se remarca en un cuadro de color rojo la ubicación de nuestros intrusivos en San Bartolo y Santa María del Mar.

3.7.4 RELACIÓN DE CONTACTO ENTRE LOS CUERPOS INTRUSIVOS Y LAS ROCAS SEDIMENTARIAS

Parte del estudio es determinar la relación de contacto entre las rocas ígneas y las rocas sedimentarias, por lo visto en la labor de campo se puede observar la relación de concordancia en gran parte del área de trabajo, tanto en la parte occidental, como en la parte oriental, como se mostrarán en imágenes que presentaremos a continuación y que cuentan como soporte para la determinación de la forma de emplazamiento de los intrusivos que van desde gabros, en el piso; hasta dioritas en el techo, notándose claramente la diferenciación magmática.

Las siguientes imágenes muestra, en la base del escarpe de Cerro Paloma, la relación de concordancia entre el intrusivo y la roca sedimentaria, denotando un halo de metamorfismo y la generación de hornflens.

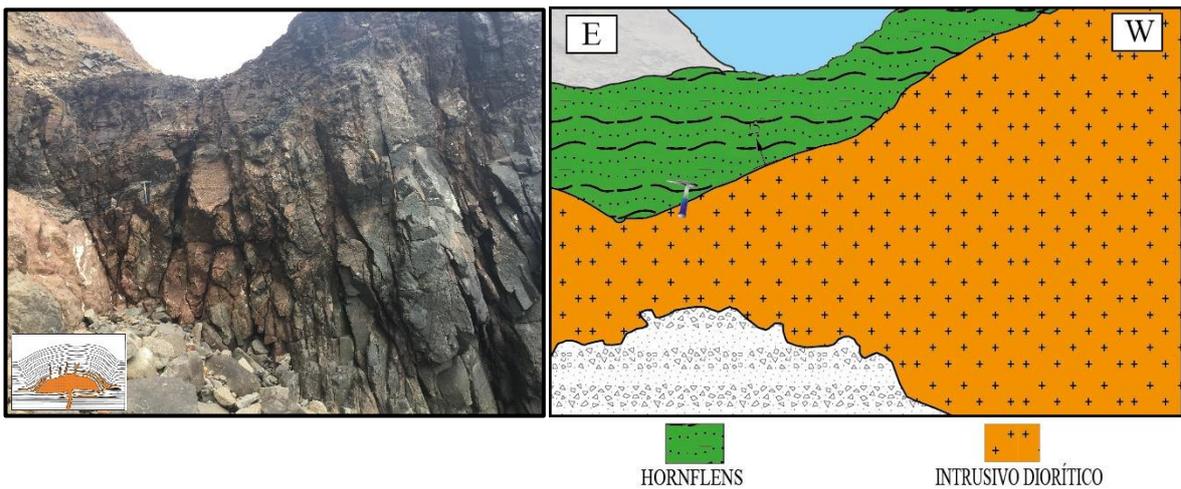


Figura 45. X: 306764, Y: 8625312. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N347°/20°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante volcano-sedimentaria. Vista al S. Piso del acantilado del Cerro La Paloma.

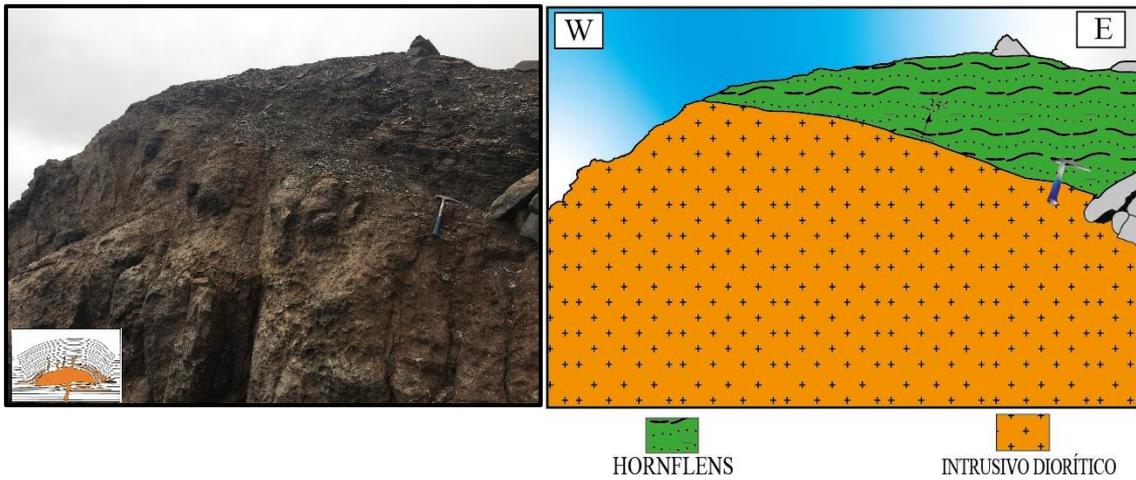


Figura 46. X: 306735, Y: 8625408. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N315°/34°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante volcano-sedimentaria. Vista al N. Piso del acantilado del Cerro La Paloma.

Al techo de lo descrito anteriormente encontramos roca sedimentaria a manera de lentes, pues la potencia es menor de 5 m, seguido a la presencia de esa roca sedimentaria, tenemos en afloramiento de un cuerpo concordante a la estratificación, concordancia que se pierde al sur, delimitando el cuerpo intrusivo. Dicho intrusivo tiene un espesor de más de 200 m y migra desde gabrodiorita, en el contacto piso (ver la imagen a continuación), hasta diorita en el techo. De ahí podemos concluir que en el piso del intrusivo encontramos una relación de concordancia bien marcada, esto cambia al sur donde tenemos relación de corte porque se delimita el intrusivo; por lo tanto, se trata de un por lo menos un lacolito.

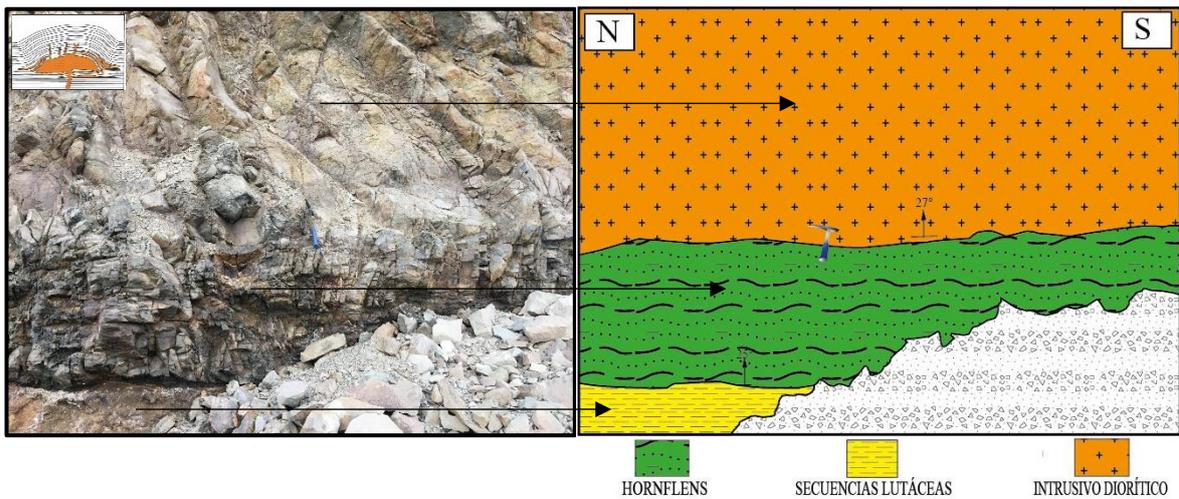


Figura 47. X: 306737, Y: 8625395. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N305°/42°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante volcano-sedimentaria. Vista al W. Piso del acantilado del Cerro La Paloma.

Al techo del intrusivo encontramos rocas sedimentarias, con un pequeño halo de metamorfismo, estas rocas son intercalaciones de secuencias lutáceas y delgados derrames lávicos, que bien de podrían asumir como roof pendants, interpretado de otro modo es el contacto al techo de la base de la Formación Pamplona.

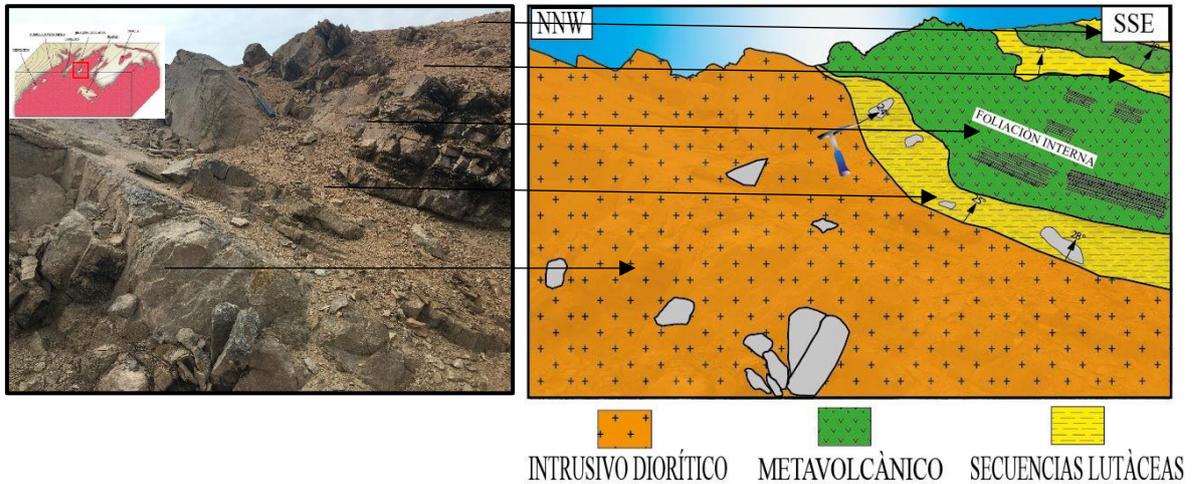
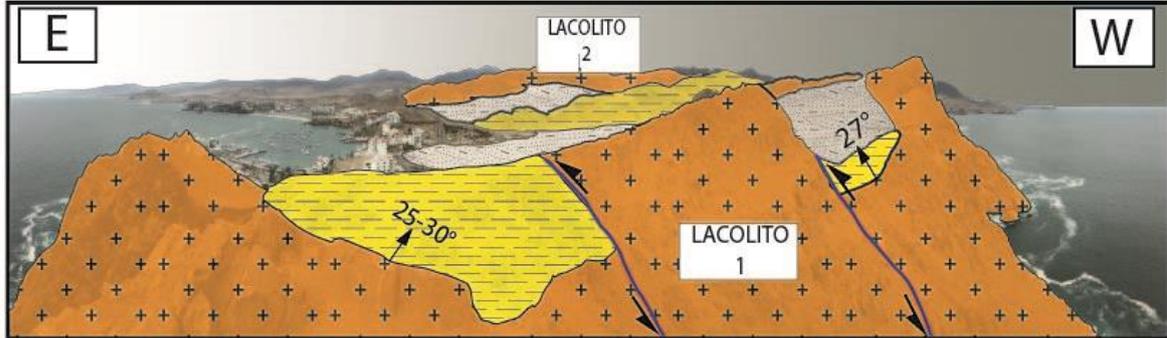


Figura 48. X: 306483, Y: 8626825. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N351°/40°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante volcano-sedimentaria. Vista al NNE. Techo del acantilado del Cerro La Paloma.

Tenemos en la zona de estudio fallamientos de dirección W-E buzando aparentemente al N, y cinemática normal que permiten la presencia de remanentes de la formación Pamplona suprayaciendo de manera concordante a los intrusivos, evidenciando la disposición entre ambas formaciones, nótese que al techo de nuestro afloramiento más al occidente, tenemos la presencia de rocas péliticas y carbonatadas, y sobre estas la presencia de otro cuerpo intrusivo, también de composición diorítica como se verá más adelante.




 INTRUSIVO DIORÍTICO
 (LACOLITO)


 ROCAS SEDIMENTARIAS


 DEPÓSITO
 CUATERNARIO

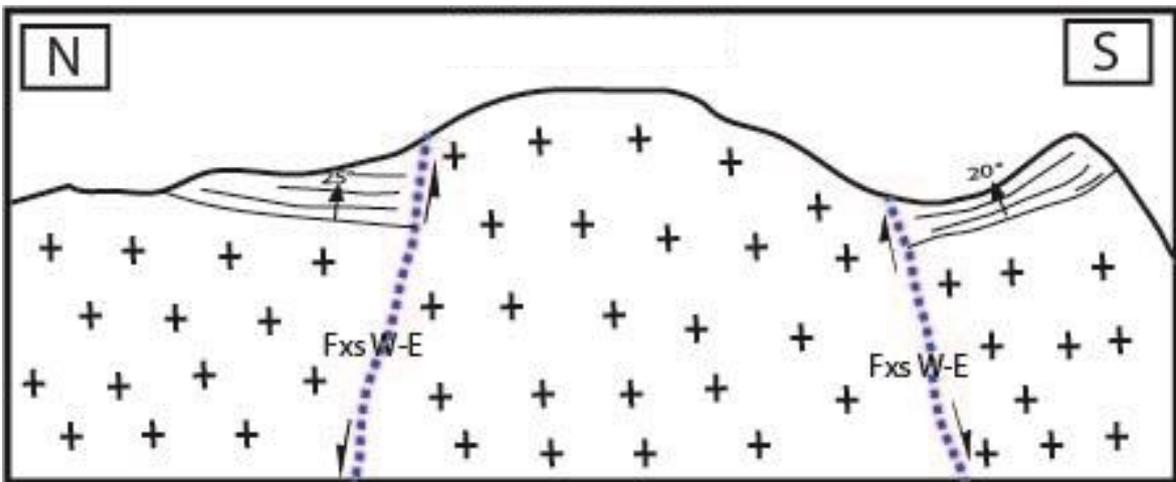


Figura 49. Vista panorámica del área de investigación, tomada desde la parte occidental. Nótese los dos tipos de rocas, tanto vulcano-sedimentarias como intrusivas (imagen 2); resaltándose en cuadro de color rojo el fallamiento normal que presenta el área y que permitió la presencia de remanentes vulcano-sedimentarios en la parte superior del acantilado (interpretación, imagen 3), y que están dispuestos de manera concordante con respecto al intrusivo, el mismo que se encuentra con una clara foliación interna paralelo a la estratificación.

En la parte central del área de investigación encontramos de manera clara el contacto concordante de 25-30° buzando al NE, de las rocas antes mencionadas, nótese la aureola de metamorfismo generada por el contacto y posteriormente las secuencias de las pelitas, calizas margosas y derrames volcánicos de la Formación Pamplona.

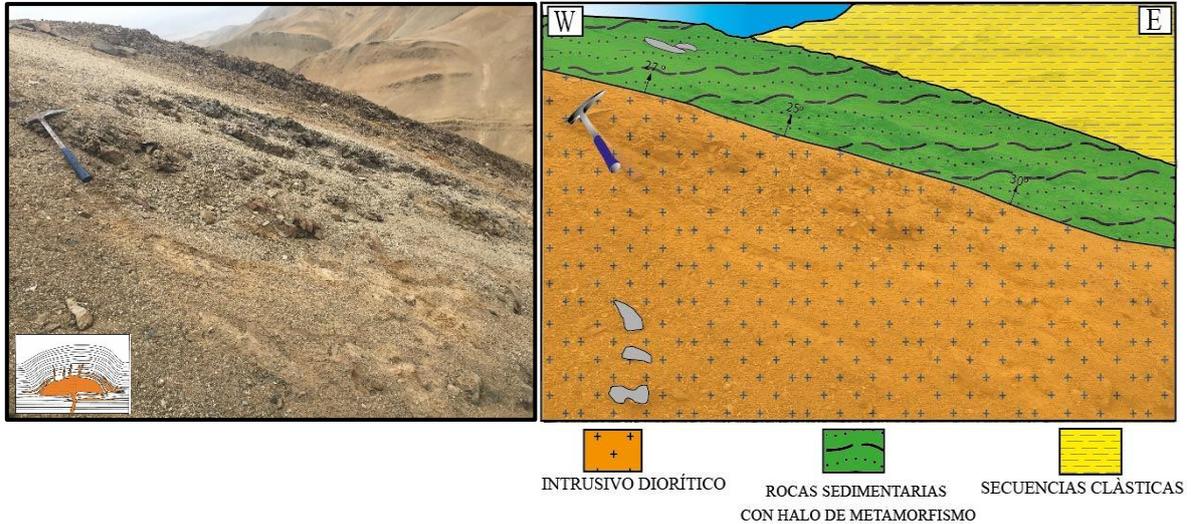


Figura 50. X: 307068, Y: 8626568. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N339°/32°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante volcano-sedimentaria. Vista al N.

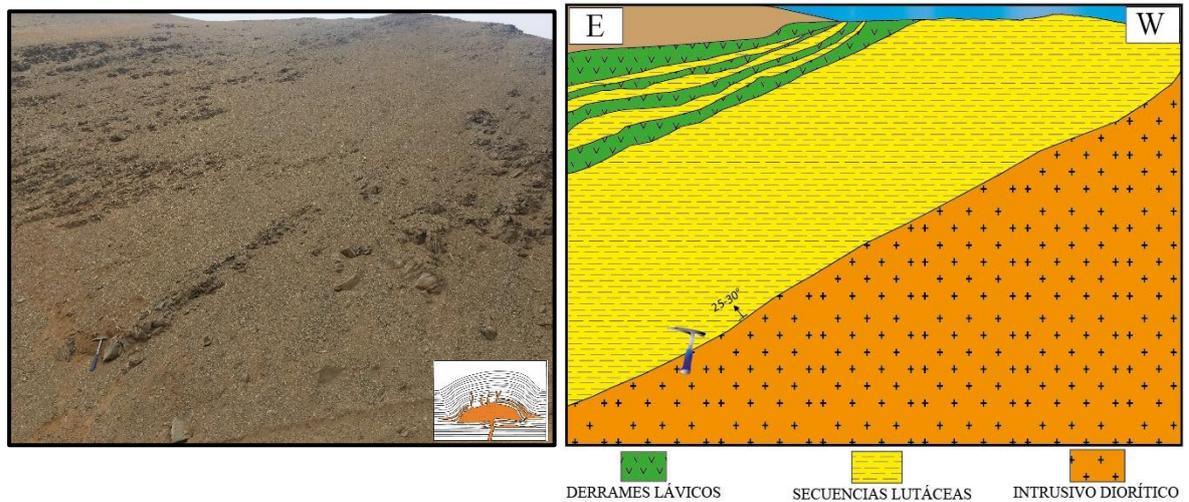


Figura 51. X: 307182, Y: 8626402. Contacto Rx In – RxVul-Sed: Az/Bz: N315°/34°. Contacto concordante entre el intrusivo y la encajonante volcano-sedimentaria. Vista al S.

En las aureolas de contacto generados por estas rocas se generan rocas metamorizadas como hornflens, rocas de textura y con la presencia de granates de tamaño microscópico; además del crecimiento de cristales formando rocas de textura porfidoblástica, la misma que es típica de un metamorfismo de bajo grado. Ver la siguiente imagen.



Figura 52. Porfidoblastos en la aureola de contacto entre el lacolito de Cerro la Paloma y las secuencias vulcano-sedimentarias de la Formación Pamplona.

La siguiente imagen es un perfil transversal del área de investigación, abarcando toda el área e ilustrando la disposición de las rocas existentes. Al oeste tenemos el acantilado de Cerro La Paloma, constituida de rocas de la Superunidad Patap, y de composición gabroide a diorítico; estas con remanentes concordantes de la Formación Pamplona probablemente por fallamientos de tipo normal. Seguido, depósitos de arena consolidada con sedimentación cruzada. En la parte central tenemos la presencia del intrusivo Patap y secuencias clásticas, carbonatadas y volcánicas de la Formación Pamplona, mostrándose de manera concordante e interpretándose como Lacolito 1, en partes presentándose en partes, roof pendants de rocas clásticas. Por último, se ha cartografiado la presencia de Lacolito 2, que se encuentra en la parte occidental del área de trabajo y que tiene dimensiones más grandes que nuestro primer lacolito.

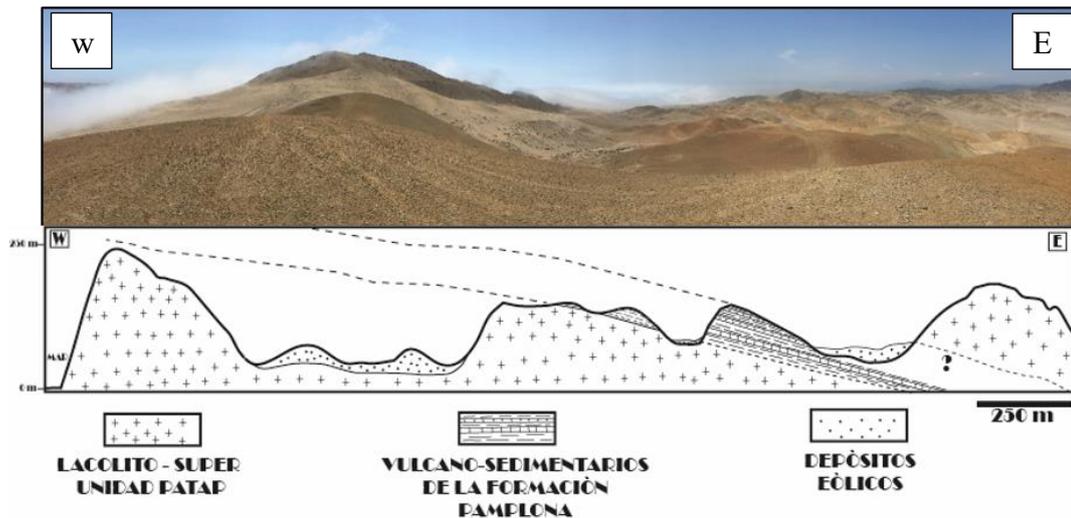


Figura 53. Sección transversal mirando al N, del área de investigación. Se observa la disposición de los intrusivos con respecto a la roca encajonante, siendo concordante de W-E, tal cómo se muestra en la sección.

3.7.5 FOLIACIÓN INTERNA EN EL INTRUSIVO

La concordancia, la disposición y la forma de emplazamiento del intrusivo se ven reflejados también en la foliación coetánea al emplazamiento del intrusivo, coincidiendo en azimut de $305 - 320^\circ$ y buzamiento de entre $25 - 40^\circ$ NE, muchas veces esa foliación da la sensación de tratarse de estratos y se encuentra en partes reactivado y rellenado de carbonatos, clorita y epidota.

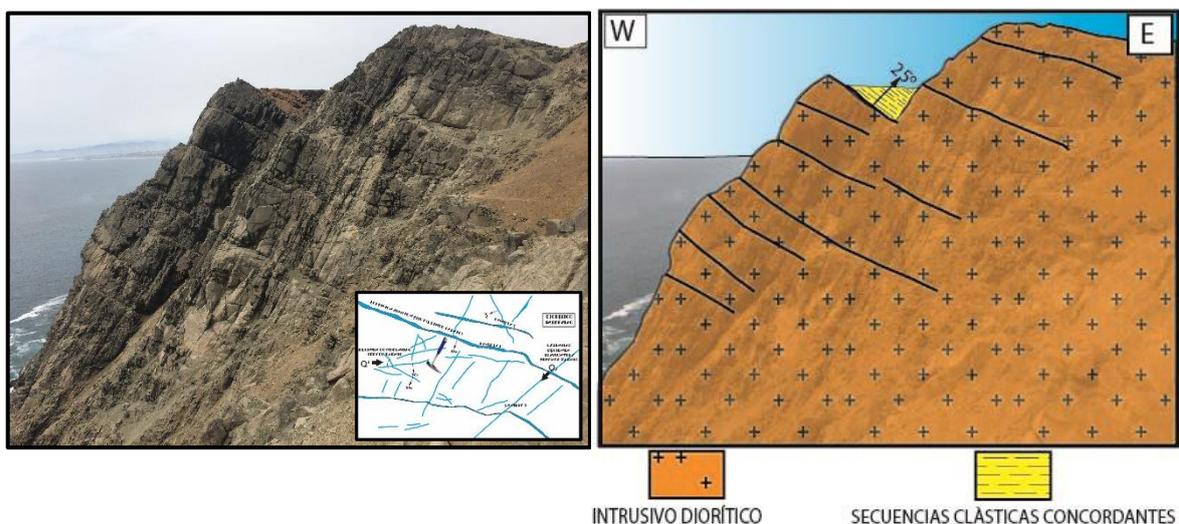


Figura 54. Vista panorámica al N de un afloramiento de la zona oeste del área de investigación, evidenciándose la foliación de dicho intrusivo. Acantilado de Cerro La Paloma.

En las siguientes imágenes se muestra la foliación en diferentes partes del intrusivo en Cerro La Paloma, determinando esta foliación como un evento sintectónico y considerándolo en primero en el área de trabajo.

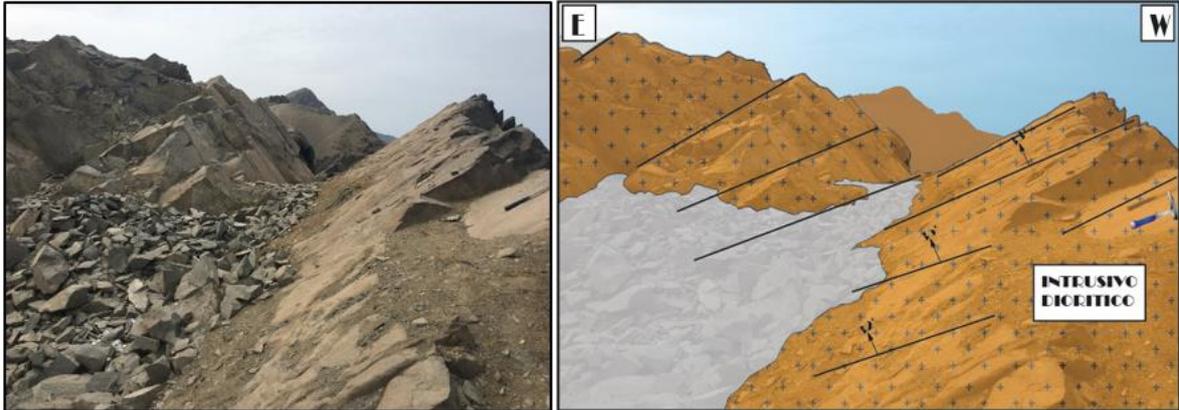


Figura 55. Vista panorámica al S de un afloramiento de la zona oeste del área de investigación, evidenciándose la foliación de dicho intrusivo.

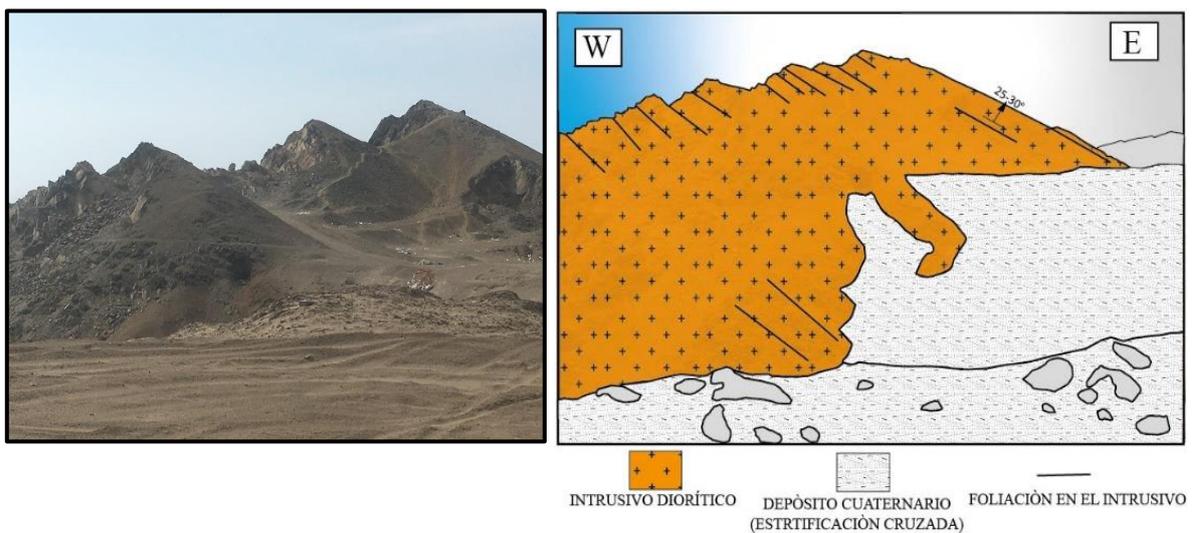


Figura 56. Vista panorámica al N de un afloramiento de la zona oeste del área de investigación, evidenciándose la foliación de dicho intrusivo.

En la parte sur oeste encontramos la presencia de un manto de óxidos (hematita-gohetita y tenue limonita) aprovechando la foliación descrita anteriormente, pues presenta un azimut de N 320° y buzamiento de 38° NE, evidenciándose, por ende, un hidrotermalismo posterior al emplazamiento del intrusivo y éstos intrusivos precursores a la Súper Unidad presentan ocurrencias mineralógicas a manera de mantos en otras partes del Perú.



Figura 57. X: 307502, Y: 8625804. Foliación: N320°/38°. Estructura mineralizada en forma de manto, de hasta 60 cm de espesor, paralela a la foliación del intrusivo

3.7.6 CONTEXTO TECTÓNICO

3.7.6.1 Los Andes Peruanos

La cadena montañosa de los Andes, a lo largo de sus 8000 km de largo y 750 km de ancho máximo es el resultado de la subducción de la Placa de Nazca debajo del Continente Sudamericano, cuya convergencia registra actividad desde al menos al Jurásico superior (Ramos, 1989) y actualmente presenta una velocidad entre 6 y 9 cm por año. Así también, la inclinación de la placa subducida (slab) no es constante entre las latitudes 10°N y 35°S, lo que produce una configuración geológica variable en los Andes Occidentales (Norabuena et al., 1999).

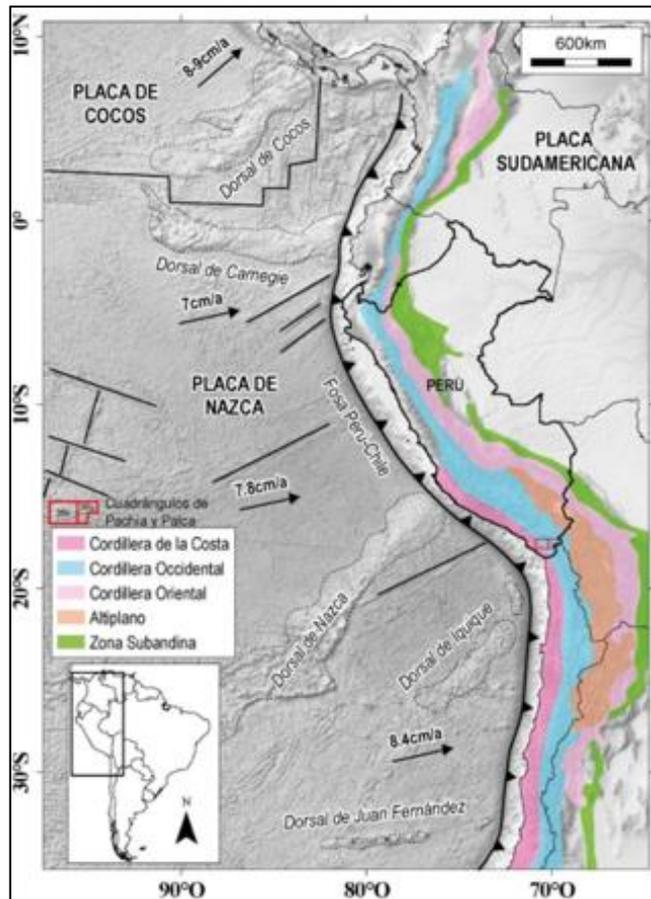


Figura 58. Morfología Andina, producto de la subducción de la Placa de Nazca con la Sudamericana (Sébrier et al., 1988).

La tectónica entre el norte y sur del Perú (latitudes 5°S al 14°S) es propia de una subducción plana, ligada a un vulcanismo poco activo como consecuencia de una inclinación del slab menor a los 30°, próxima a la horizontalidad debajo de la Placa Sudamericana. Mientras que entre las latitudes 16°S-27°S, en el sur del Perú y Chile, la subducción es nuevamente normal. Debido a estas diferencias en la inclinación del slab, el espesor cortical andino que en promedio es 40 km puede alcanzar los 80 km a razón de la acumulación de material astenosférico debajo de la placa cabalgante.

La tectónica peruana se caracteriza por una serie de eventos definidos en base al grado de deformación y las discordancias existentes en rocas mesocenoicas (Steinmann, 1929; Megard, 1984). Su duración varía entre miles a algunos millones de años separados por intervalos de quietud relativa que pueden tener una naturaleza continua.

3.7.6.2 Regímenes Extensionales

Dentro del contexto tectónico, y de manera regional, la zona de investigación presenta regímenes extensionales predominantemente, correlacionable con una etapa de adelgazamiento cortical y velocidades de subducción relativamente bajas, produciéndose esfuerzos tensionales y manifestaciones de un centro exhalativo asociado a vulcanismo submarino de tipo fisural, formando una cubeta encrática de sedimentación y vulcanismo nerítico ubicada en el margen continental (Atherton et al., 1983, 1985; Atherton y Webb, 1989; Danziel, 1981, 1986; Levi y Aguirre; 1981); probablemente durante el Aptiano-Albiano. El ambiente tensional y el vulcanismo fisural se habrían conjugado para dar lugar a un evento encrático de rifting o separación cortical incipiente (Vidal, 1990).

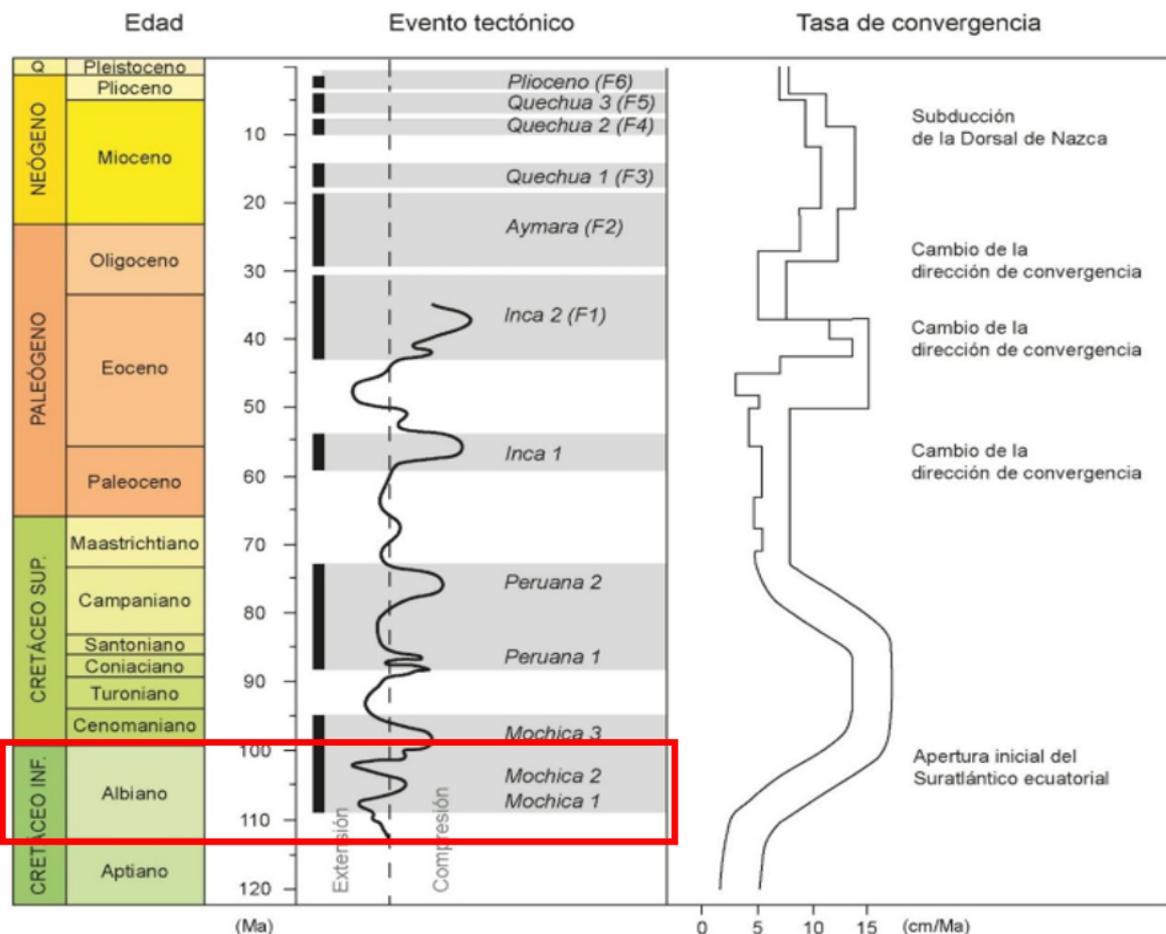


Figura 59. Eventos tectónicos de la margen peruana entre el Mesozoico y el Cenozoico, resaltando la tectónica de extensión acontecida en el Albiano (Jaillard, 1999).

Dentro de la evolución tectónica acontecida en el área de investigación podemos encontrar eventos pre albianos, albianos y post albianos. Los eventos pre albianos básicamente se centran en la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana, evidentemente son procesos netamente compresivos, evidenciándose fallamientos inversos o cabalgamientos a lo largo de la cordillera occidental y la margen peruana.

Dentro de los eventos albianos describiremos todo lo acontecido en la margen occidental, centrándonos netamente en nuestra área de investigación:

Kearey et al. (2009), para esta edad, nos describe la subducción tipo Mariana; subducción caracterizada por ser una de alto ángulo, que no permite la fusión parcial de la corteza, de litosfera antigua, fría, gruesa, densa y de régimen principalmente extensional.



Figura 60. Subducción tipo Mariana (régimen extensional) para finales del Cretácico inferior.

Como lo menciona Leví y Aguirre (1981) para el Mesozoico de Chile central; Atherton et al. (1983) para el Mesozoico de la costa en el Perú central; durante el Aptiano-Albiano, la subducción se detiene o es relativamente lenta, entonces la evolución de la corteza sílica en

el margen continental del Perú central, también parece haber alternado entre periodos de subducción activa con regímenes comprensivos de “spreading” subsidencia asociados a una tectónica predominantemente tensional; por lo tanto para entender el *primer evento* de la configuración actual del margen occidental al sur de Lima tenemos la siguientes figuras:

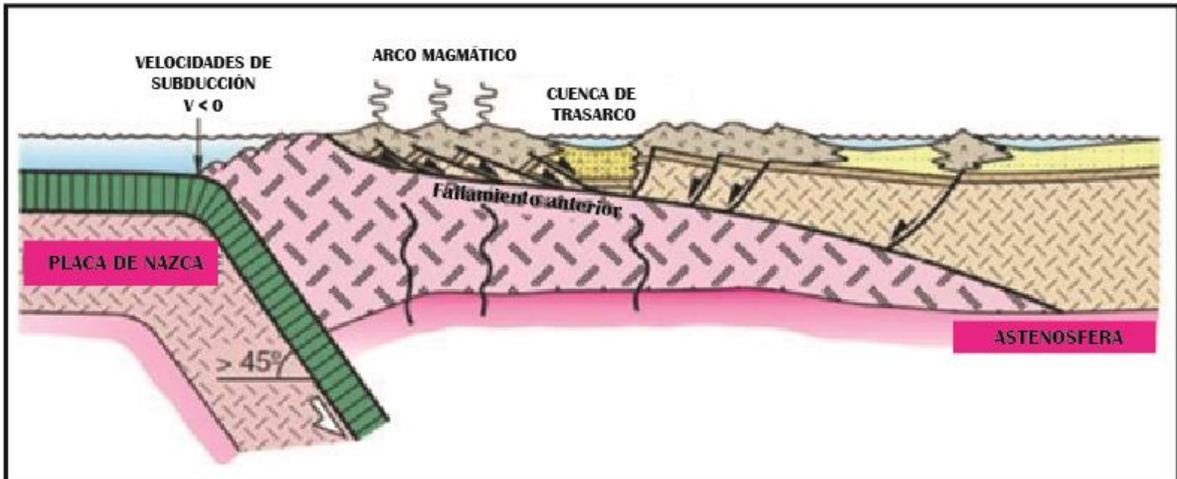


Figura 61. Régimen extensional a fines del Cretáceo Inferior generado por el tipo de subducción Mariana que genera velocidades de subducción muy bajas o nulas. Se denota también fallamiento de componente normal principalmente, parte de un posible Rift que tiene como núcleo nuestra área de investigación (en base al % de estructuras y cuerpos ígneos con respecto a la encajonante vulcano-sedimentaria) migrando de sur a norte (Ramos, 2009).

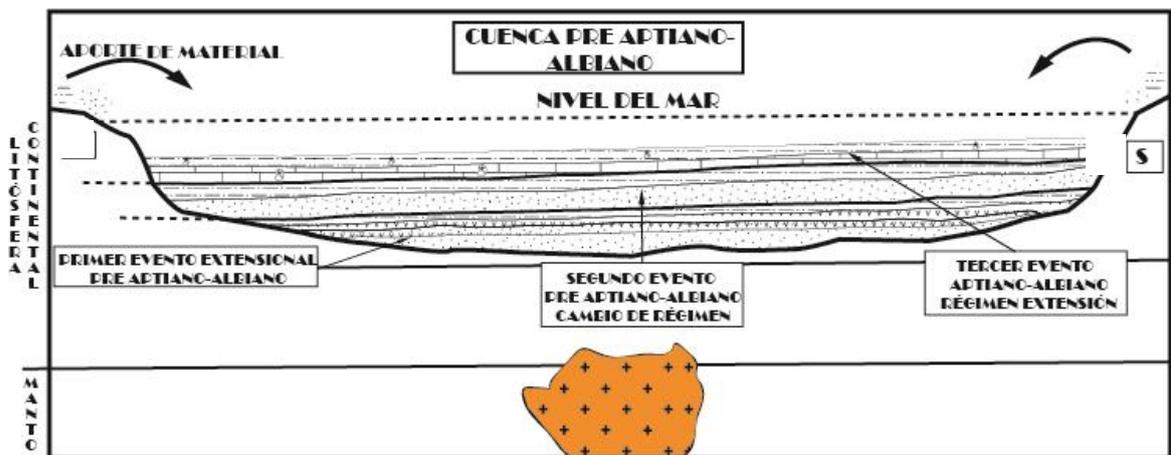


Figura 62. Depositación del Grupo Lima desde el Jurásico superior hasta el Cretáceo medio (Aptiano-Albiano), describiendo las secuencias deposicionales de cada formación.

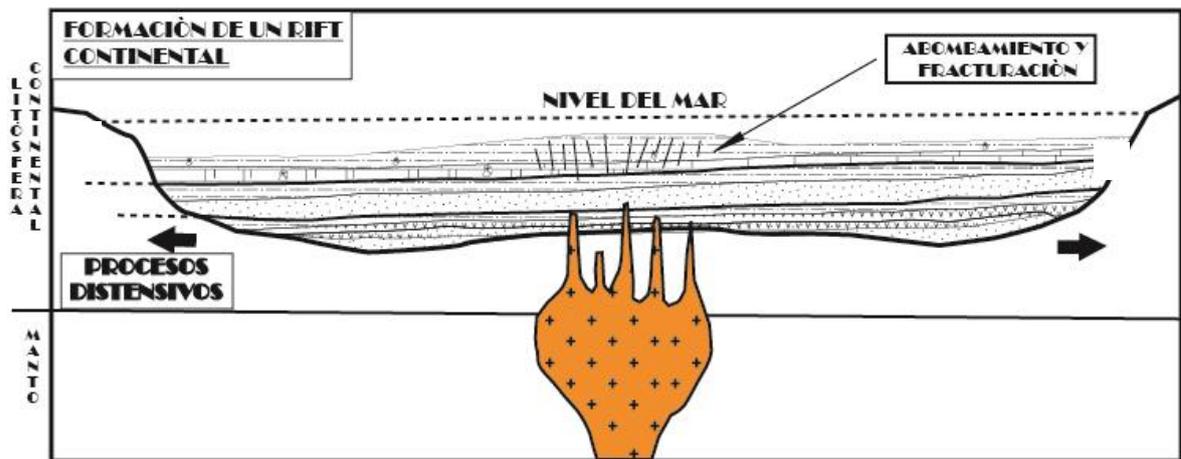


Figura 63. Abombamiento y fracturamiento de las secuencias deposicionales por generación de magma, inicio de régimen extensional.

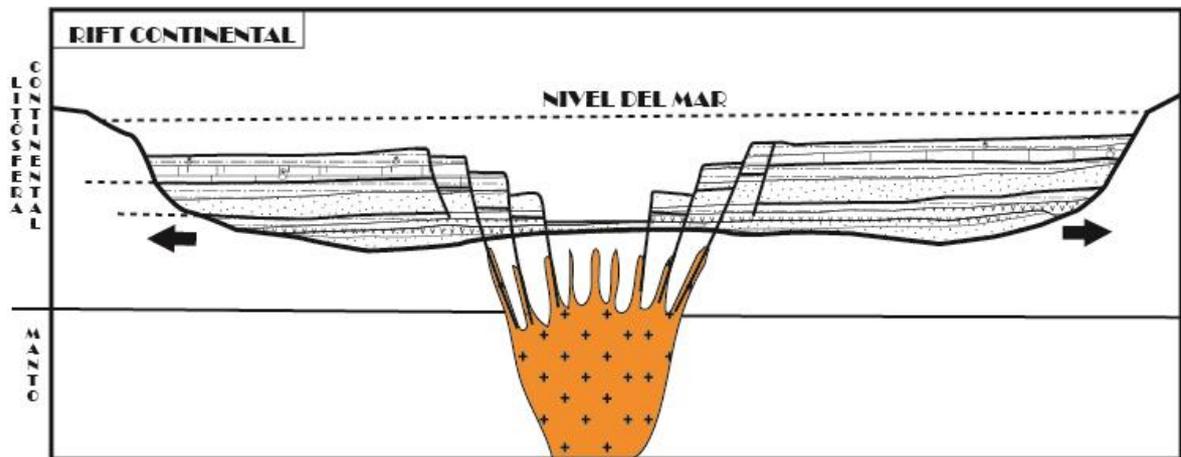


Figura 64. Formación del Rift continental por procesos netamente extensivos y ascenso del magma a través de fallamiento de tipo normal.

Como *segundo evento*, y aprovechando el adelgazamiento cortical tenemos emplazamiento incipiente de rocas piroclásticas de la Formación Chilca (ki-chil) de color beige, altamente vesiculares, de textura fluidal, con plagioclasas sericitizadas y minerales de ensamble de alteración propilítica como clorita y epidota; posteriormente tenemos manifestaciones de actividad volcánica de tipo fisural caracterizada por el emplazamiento de cuerpos ígneos que van desde gabros hasta dioritas, emplazados de manera concordante a sub-concordante en las secuencias pelíticas y carbonatadas de la formación Pamplona y Atocongo, al techo de estos intrusivos se notan mayor diferenciados presentando ortoclasa. Es importante resaltar la foliación interna de estos intrusivos, a veces confundiendo como secuencias estratificadas.

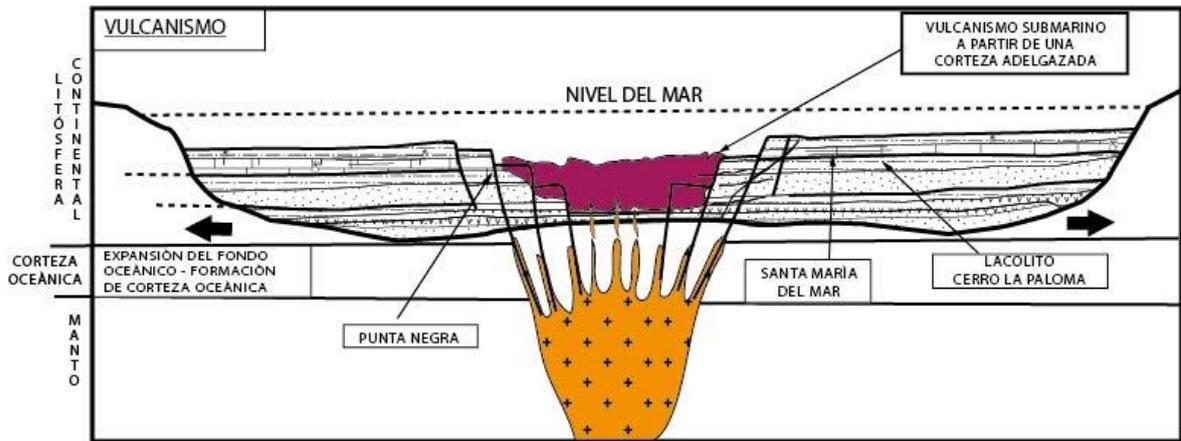


Figura 65. Extensión del fondo oceánico y generación de vulcanismo subacuático, generación de piroclastos de la Formación Chilca en la zona de mayor apertura.

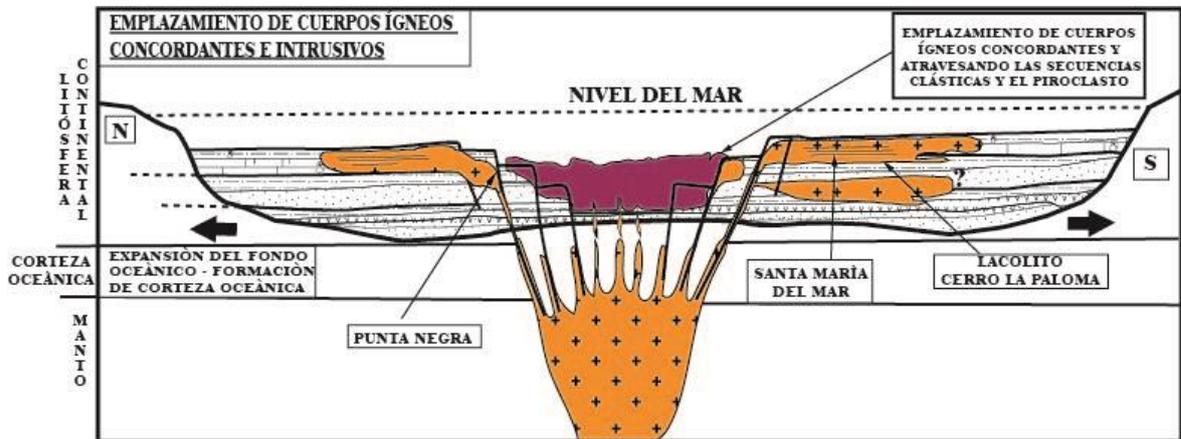


Figura 66. Emplazamiento de los primeros intrusivos precursores del Batolito de la Costa, de composición gabroide a diorítica, y que ocupan la zona de investigación con expansión a norte y sur y que aprovecharon la estratificación de las secuencias vulcano - sedimentarias emplazándose de manera concordante.

Como *tercer evento* tenemos el emplazamiento de las tres generaciones de diques y sills, descritas anteriormente, cortando a las secuencias piroclásticas y rocas sedimentarias de la Formación Pamplona (ki-pa).

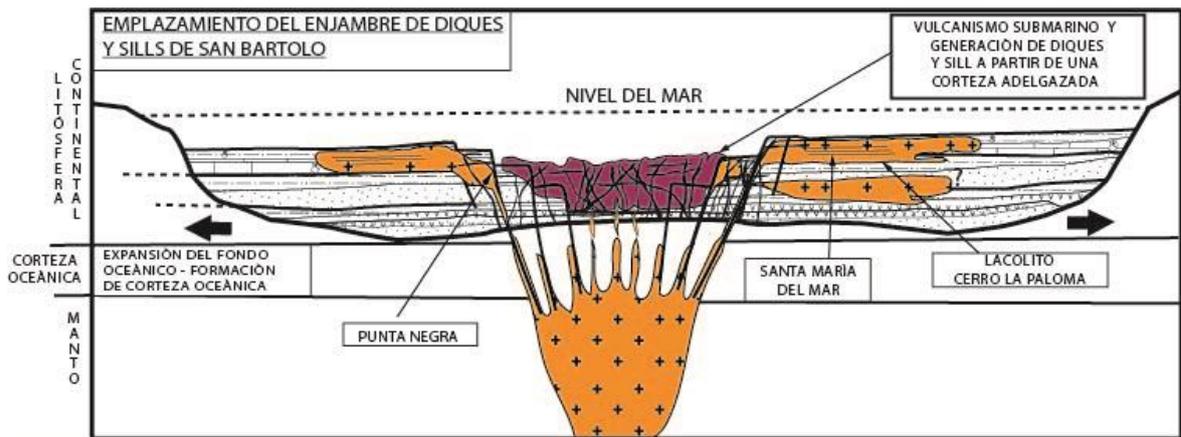


Figura 67. Generación de vulcanismo y emplazamiento de diques y sills, ocupando densidades diferentes de acuerdo a la zona de extensión. Conocido ahora como el Enjambre de diques y sills de San Bartolo.

Como *cuarto evento* tenemos la reactivación de la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana, teniendo como remanente una cuenca abortada; concluyéndose que las diferentes manifestaciones de diques y estructuras son expresiones de focos de actividad ígnea asociada a la formación y relleno de una cubeta marginal.

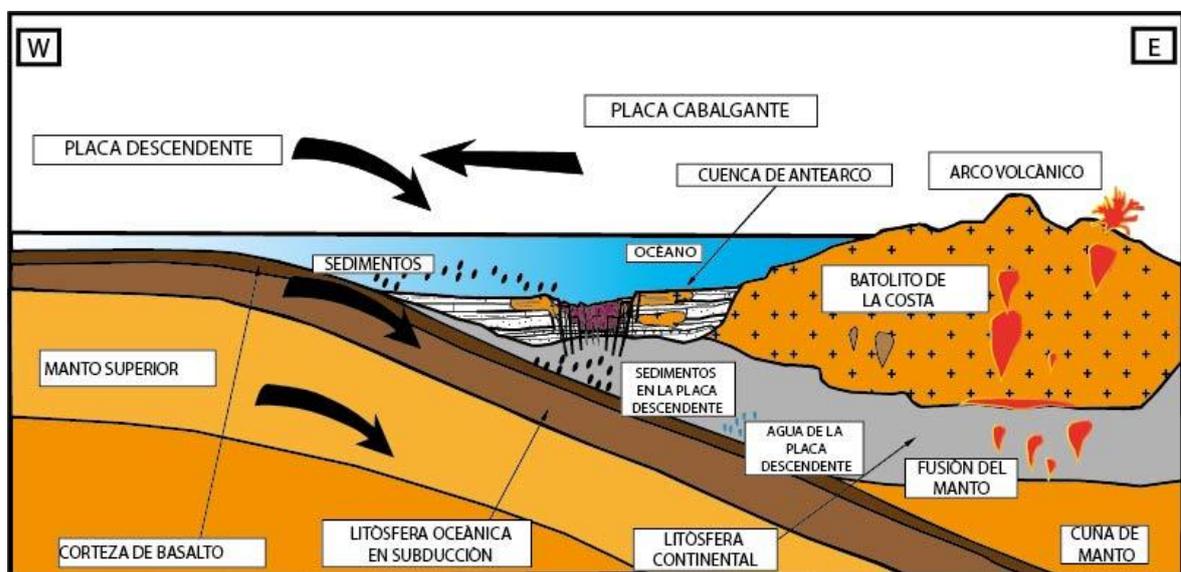


Figura 68. De manera regional se observa la generación de una cuenca marginal o de antearco, que luego de la reactivación de la subducción tipo peruana-chilena genera regímenes comprensionales y el emplazamiento del arco volcánico pos Aptiano-Albiano, ahora conocido como Batolito de la Costa.

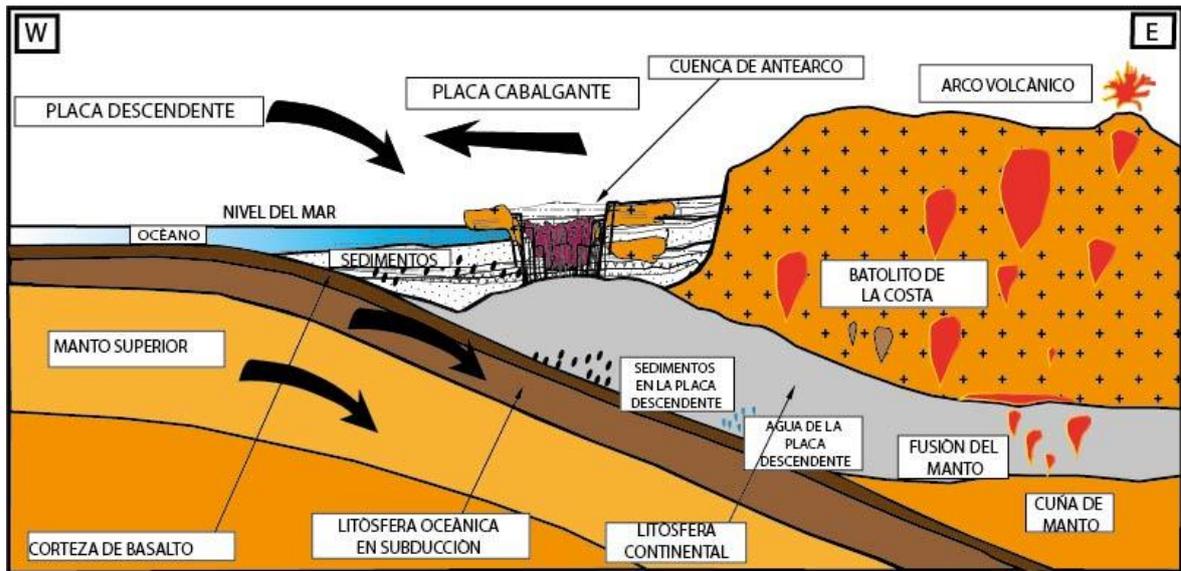


Figura 69. Engrosamiento y levantamiento del arco magmático por procesos compresionales, generando fallamiento y fracturamiento relacionados a una cinemática inversa. Actual topografía.

3.7.7 CONTEXTO ESTRUCTURAL

El análisis estructural realizado nos propone un evento principal, de régimen extensional, corroborado a través del análisis micro estructural basado en la descripción y análisis de estructuras tensionales y Riedels; sin embargo, se evidencia estructuras de regímenes compresionales, analizado a través del análisis Andersoniano, relacionados más a tectonismo post Aptiano-Albiano. En ambos regímenes se ha determinado el esfuerzo de compresión máxima (σ_1).

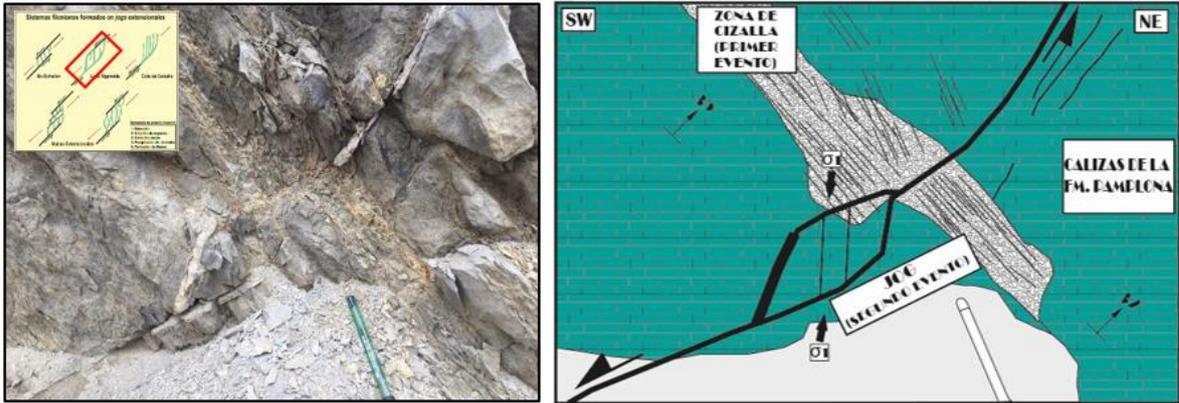


Figura 70. X: 307043, Y: 8627385. Falla: Az/Bz: N247°/57°. Estructura extensional clasificada a partir de Sibson (1990), clasificada como lazo sigmoide, cinemática de componentes normal-sinistral. Nótese el esfuerzo de compresión máxima (σ_1).

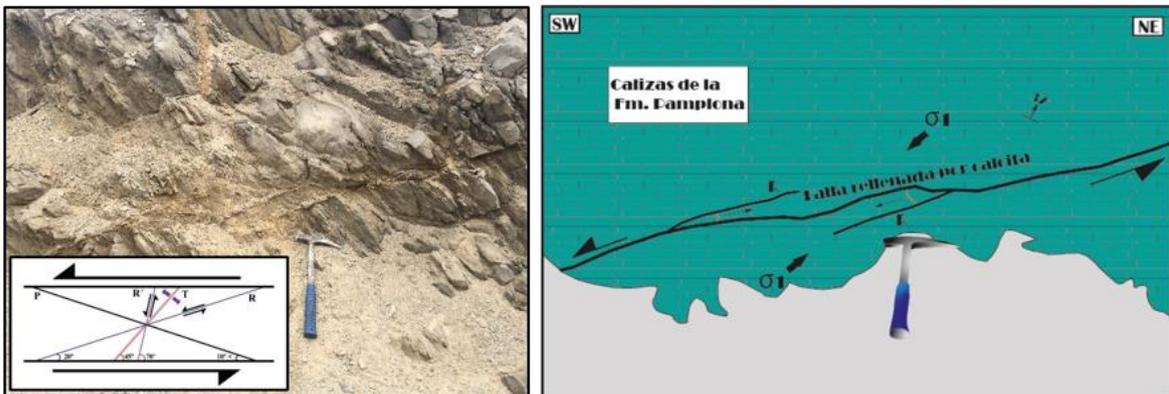


Figura 71. X: 307030, Y: 8627380. Falla: Az/Bz: N260°/36°. Falla de cinemática dextral-normal en base al análisis Riedel (modificado de Petit, 1987). Nótese el esfuerzo de compresión máxima (σ_1).

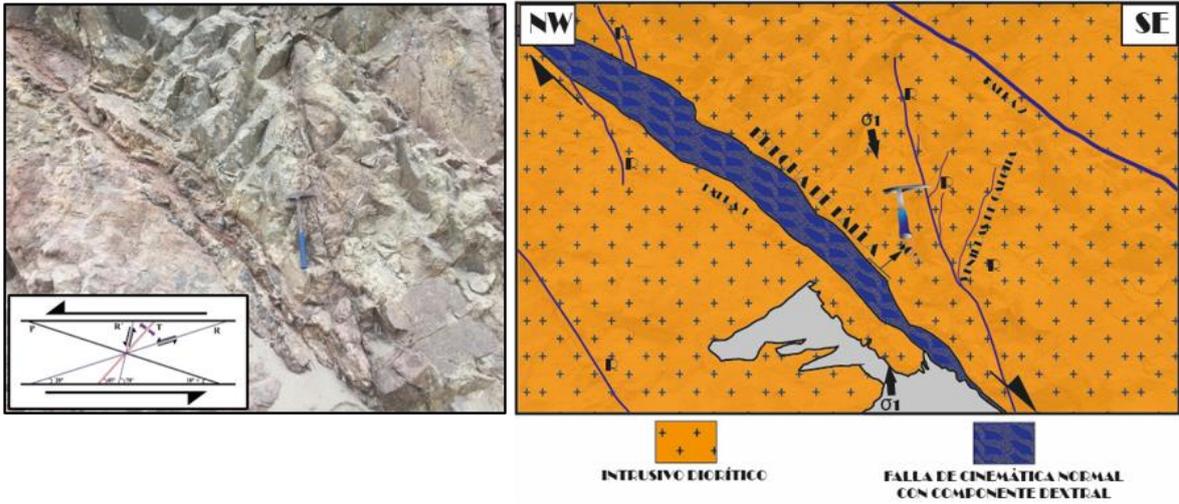


Figura 72. X:306502, Y: 8626575. Falla: Az/Bz: N225°/68°. Falla de cinemática principalmente normal en base al análisis Riedel (modificado de Petit, 1987). Nótese el esfuerzo de compresión máxima (σ_1).

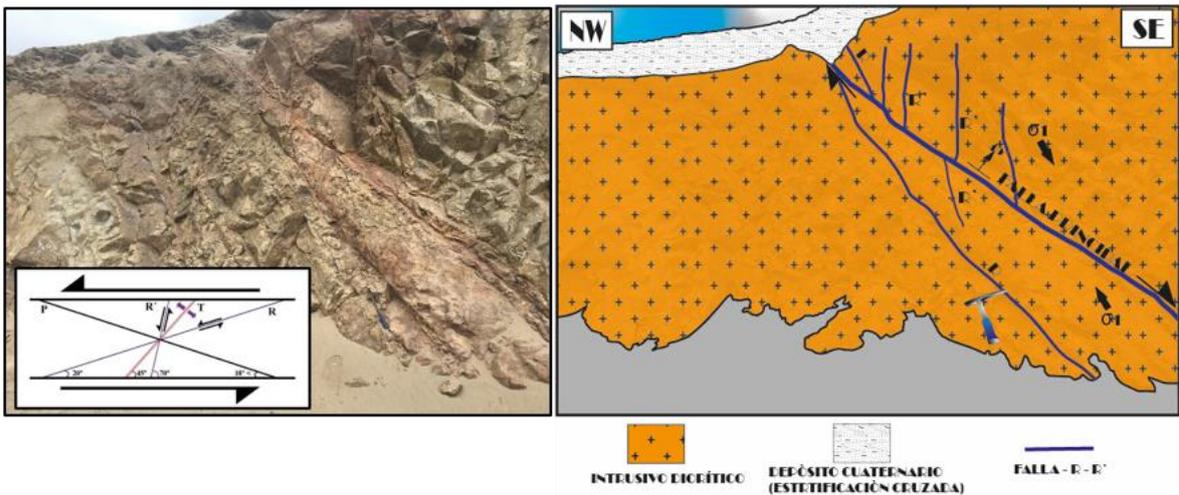


Figura 73. X: 306484, Y: 8626580. Falla: Az/Bz: N°158°/80°. Falla de cinemática normal-dextral en base al análisis Riedel (modificado de Petit, 1987). Presencia de OxsFe y OxsMg. Nótese el esfuerzo de compresión máxima (σ_1).

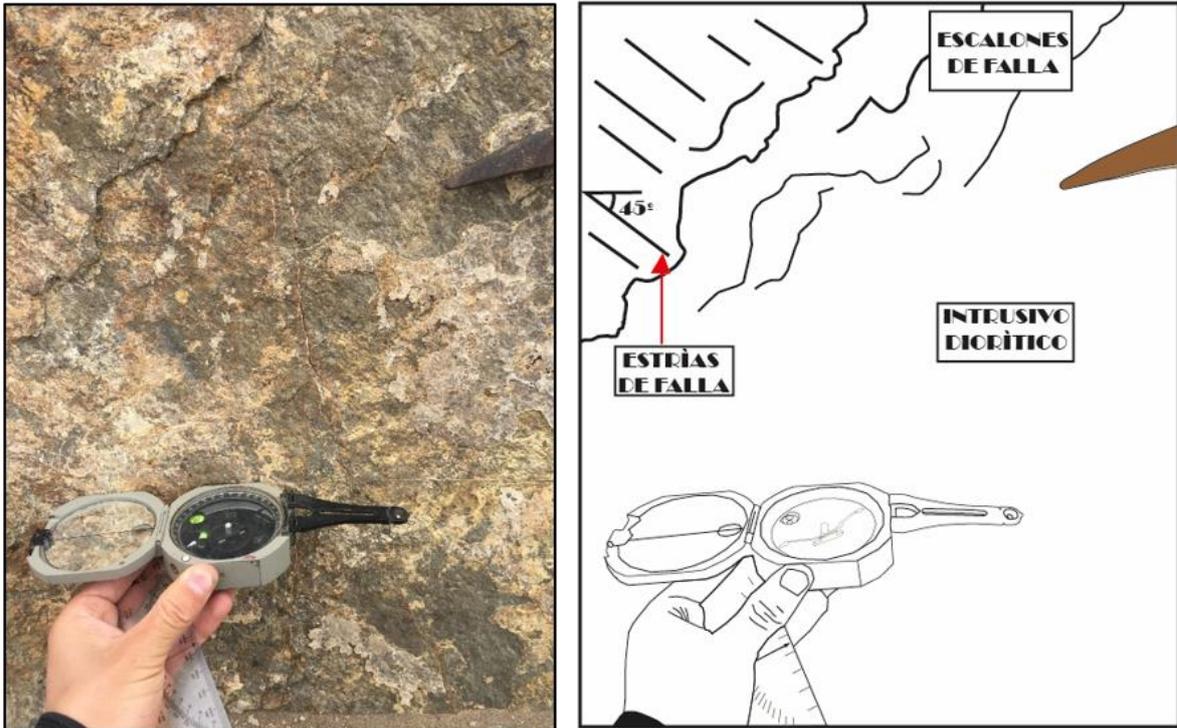


Figura 74. X: 306475, Y: 8626572. Falla: Az/Bz: N°118/71°. Falla de cinemática normal-sinextral en base al análisis de indicadores cinemáticos (para el caso: estrías y escalones de falla).

En la toma de datos en un corte aproximado de 100 m se encontró una zona de debilidad, que, según el análisis realizado se asoció a la existencia de una falla de componente normal principalmente; esto relacionado al emplazamiento de un intrusivo tenuemente diferenciado. Parte del intrusivo que vemos al norte presenta mayor alteración hidrotermal, dada esta, por óxidos de hierro, venillas de carbonatos y escasa presencia de clorita y epidota; esto en comparación a la otra parte del intrusivo que está al sur de la falla, que presenta menor alteración. Las fallas y fracturas en diferente dirección y buzamiento es también un punto importante para la determinación de la existencia de esta diferenciación magmática, la base del intrusivo con mayor ferromagnesianos, clasificado como gabrodiorita (norte) y el techo como una diorita (sur).

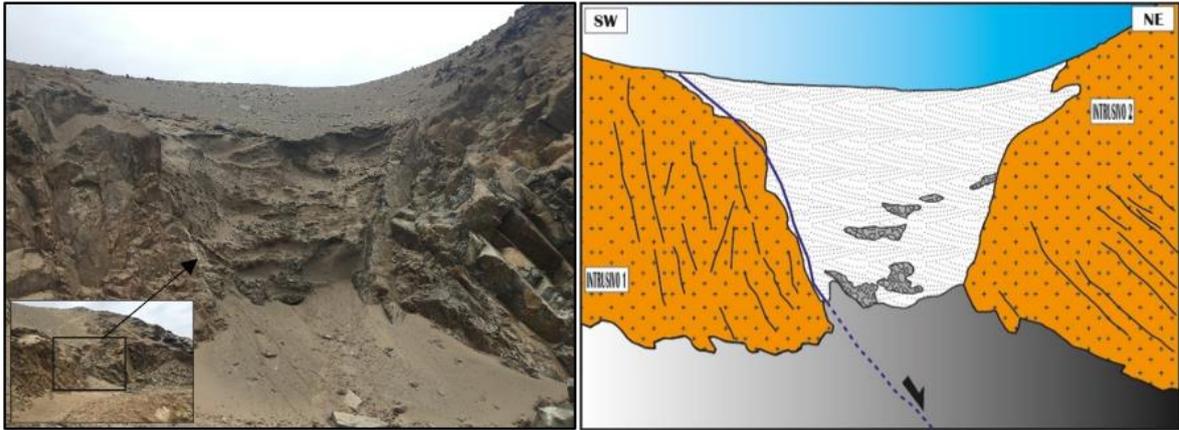


Figura 75. X: 306472, Y: 8626570. Falla: Az/Bz: N°120/68°. Intrusivos tenuemente diferenciados, nótese las fracturas en diferentes direcciones.

Se ha determinado para la zona tres eventos estructurales; el primero consiste en la foliación sintectónica que presenta el intrusivo con azimuts promedios de entre N320°-340° y buzamientos entre 25°-40°, con reactivación tectónica y rellenados por carbonatos y escaza epidota. Los espesores de las fracturas rellenadas pueden llegar hasta 10 cm.

El segundo evento consiste en la generación de estructuras de apertura, en otros términos, tensionales, que siguen el paralelismo de fallas W-E que cortan el intrusivo, rellenados por calcita principalmente, como minerales subordinados se encuentra yeso y epidota. Los azimuts promedio están N80°-90° y el buzamiento entre 75°-80°. Las fracturas tienen espesores milimétricos a centimétricos.

Finalmente, encontramos a fracturas cortando a las anteriormente mencionadas que en casos provocan desplazamiento, éstas fracturas están rellenadas por carbonatos y a veces las encontramos sin relleno y de espesores milimétricos. Azimuts promedio de N°170°-200° y buzamientos que varían entre 35°-75°; éstas relacionadas a eventos post Aptiano-Albiano y características compresionales a diferencia de las primeras de características extensionales.

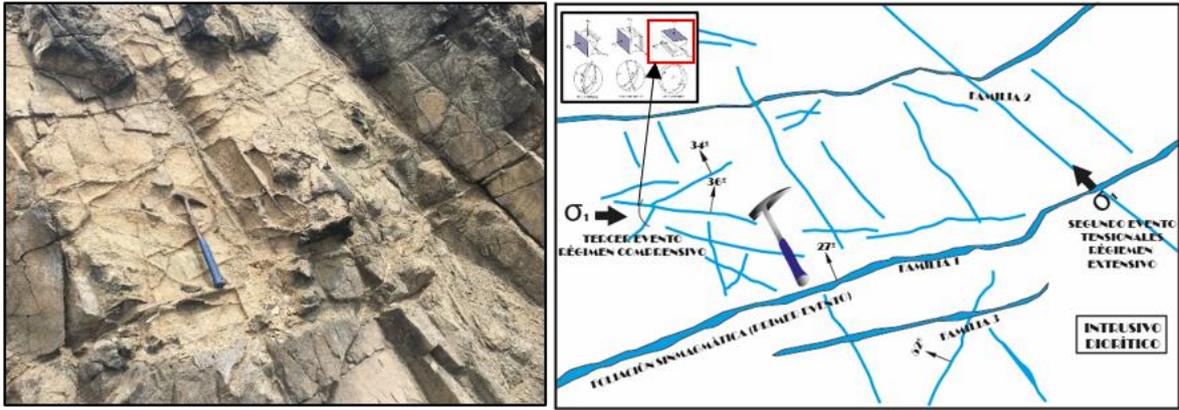


Figura 76. X: 306479, Y: 8626814. Fracturas describiendo los tres eventos estructurales. El primero de foliación sintectónica. El segundo de régimen extensional y el tercero de régimen compresional según el modelo Andersoniano.

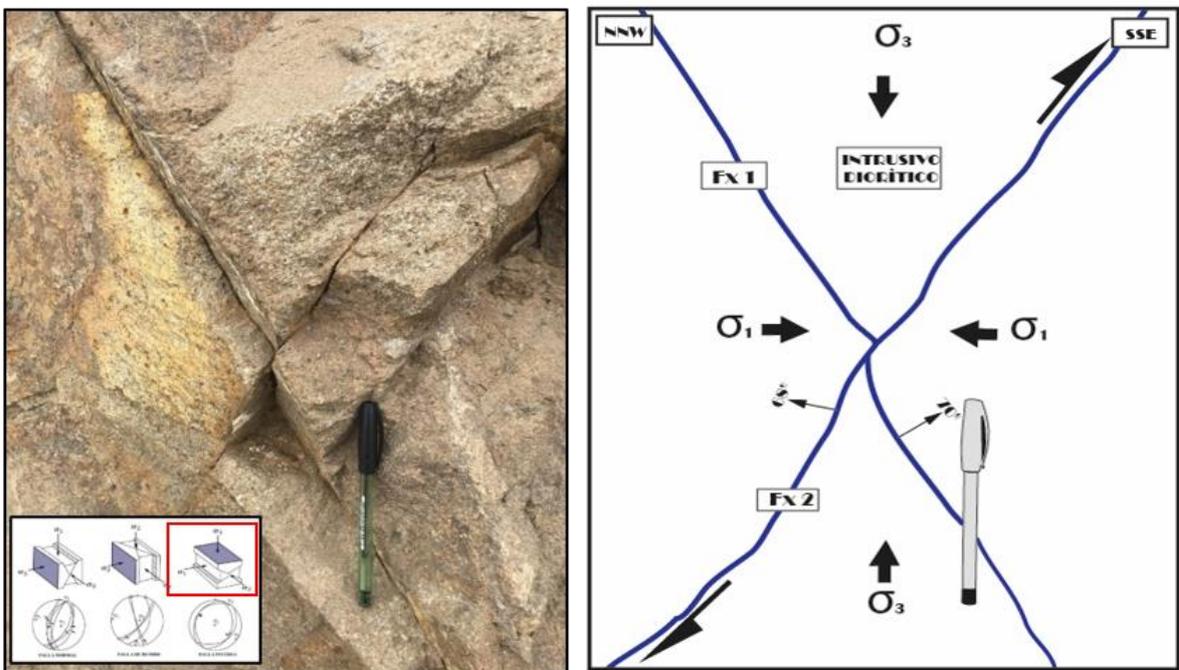


Figura 77. X:306515, Y: 8626582. Falla inversa de espesor milimétrico, relacionado al tercer evento estructural, desplazamiento menor a 5 cm, relleno escaso de carbonatos en las fracturas.

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1 ESTRUCTURAS RELACIONADAS CON EL EMPLAZAMIENTO DE CUERPOS INTRUSIVOS.

Las estructuras que permitieron el emplazamiento de los cuerpos intrusivos fueron las fallas extensionales, de la cual se obtuvieron 50 datos cinemáticos obtenidas en 10 estaciones estructurales (ver Anexo D, Estaciones Estructurales).

Los resultados de la interpretación estereográfica de la cinemática de las fallas se desarrollaron en el software FaultKin, donde se obtuvieron 3 tendencias de orientaciones, NO-SE, NE-SO y W-E, de las fallas extensionales relacionado al emplazamiento de los cuerpos ígneos aflorantes, sino también de las tres generaciones de diques, donde se describen a continuación:

4.1.1 FALLAS RELACIONADAS A DIQUES MÁFICOS

Fallas extensionales de primera generación, la cual generaron el emplazamiento de los diques máficos, estas fallas tienen movimiento sinistral con componente normal (ver anexos, Estaciones Estructurales 3 y 4). La tendencia de estas fallas presenta un Trend de NW-SE con un Plunge de 40°, presentando zonas de tensión hacia SW y zona de compresión hacia el NW y SE como se muestran en la Figura 78.

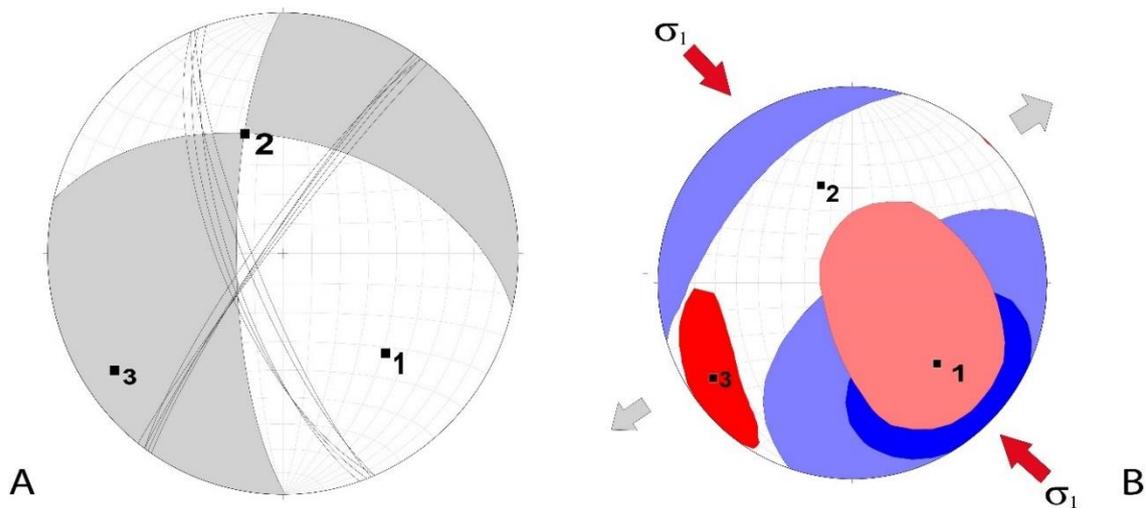


Figura 78. Análisis estereográfico de las fallas de primera generación. A) Se observa la proyección estereográfica de las fallas por el método de los diedros rectos. B) Se observa el paleoesfuerzo principal compresivo (σ_1), Zonas azules (zona de compresión) y zonas rojas (zona de tensión).

4.1.2 FALLAS RELACIONADO A DIQUES VESICULARES

Fallas extensionales de segunda generación que generaron el emplazamiento de los diques vesiculares, estas fallas tienen movimiento normal con componente sinistral (ver anexos, estaciones estructurales 1, 2 y 9) y movimientos dextral con componente normal (ver anexos, estaciones estructurales 5 y 6). La tendencia de estas fallas presenta un Trend de NE-SW con un Plunge de 21.8° , presentando zonas de tensión hacia NW y SW y zona de compresión hacia el SW y NE como se muestra en la Figura 79.

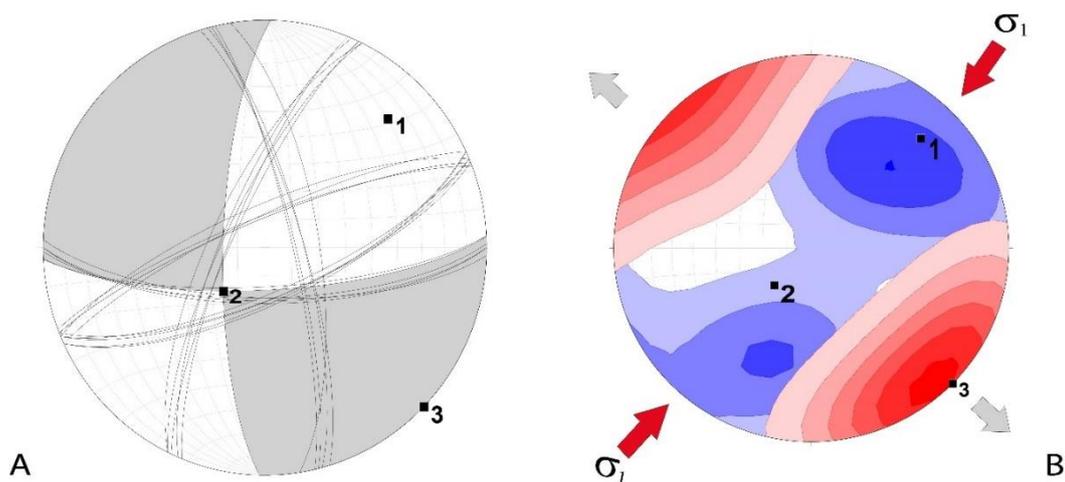


Figura 79. Análisis estereográfico de las fallas de segunda generación. A) Se observa la proyección estereográfica de las fallas por el método de los diedros rectos. B) Se observa el paleoesfuerzo principal compresivo (σ_1), Zonas azules (zona de compresión) y zonas rojas (zona de tensión).

4.1.3 FALLAS RELACIONADAS A DIQUE ANULAR

Fallas extensionales de tercera generación que generaron el emplazamiento de los dique anulares, estas fallas tienen movimiento normal con componente sinistral (ver anexos, estación estructural 7) y movimientos dextral con componente normal (ver anexos, estaciones estructurales 8 y 10). La tendencia de estas fallas presenta un Trend de W-E con un Plunge de 35°, presentando zonas de tensión hacia N y S y zona de compresión hacia el W y E como se muestra en la Figura 80.

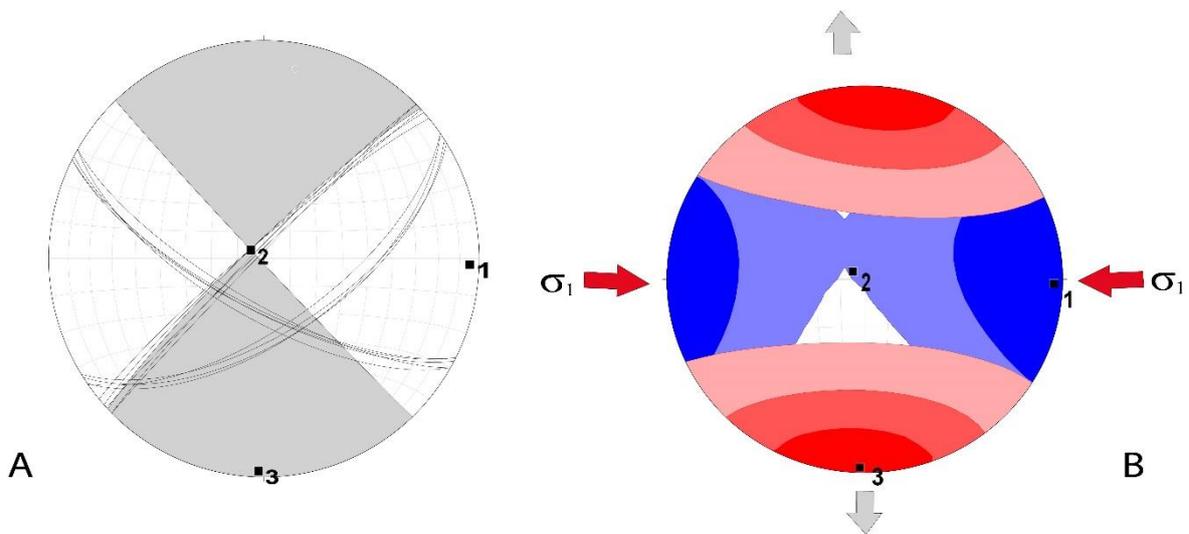


Figura 80. Análisis estereográfico de las fallas de tercera generación. A) Se observa la proyección estereográfica de las fallas por el método de los diedros rectos. B) Se observa el paleoesfuerzo principal compresivo (σ_1), Zonas azules (zona de compresión) y zonas rojas (zona de tensión).

Por último, se hizo una clasificación cinemática (Angelier, 1994), con los buzamientos y pitch de los planos de fallas obtenidas en el área de investigación (ver Figura 82). Esta clasificación nos permite ver el comportamiento global de deformación del área, la cual nos indica que las rocas cretácicas de las formaciones Pamplona, Atocongo y Chilca sufrieron un fallamiento de desgarre y de deslizamiento oblicuo. Este tipo de fallamiento con orientación predominante W-E, fueron las encargadas en formar una estructura del tipo rift (ver anexos, sección geológica N-S) y permitir el ascenso de los intrusivos para su emplazamiento.

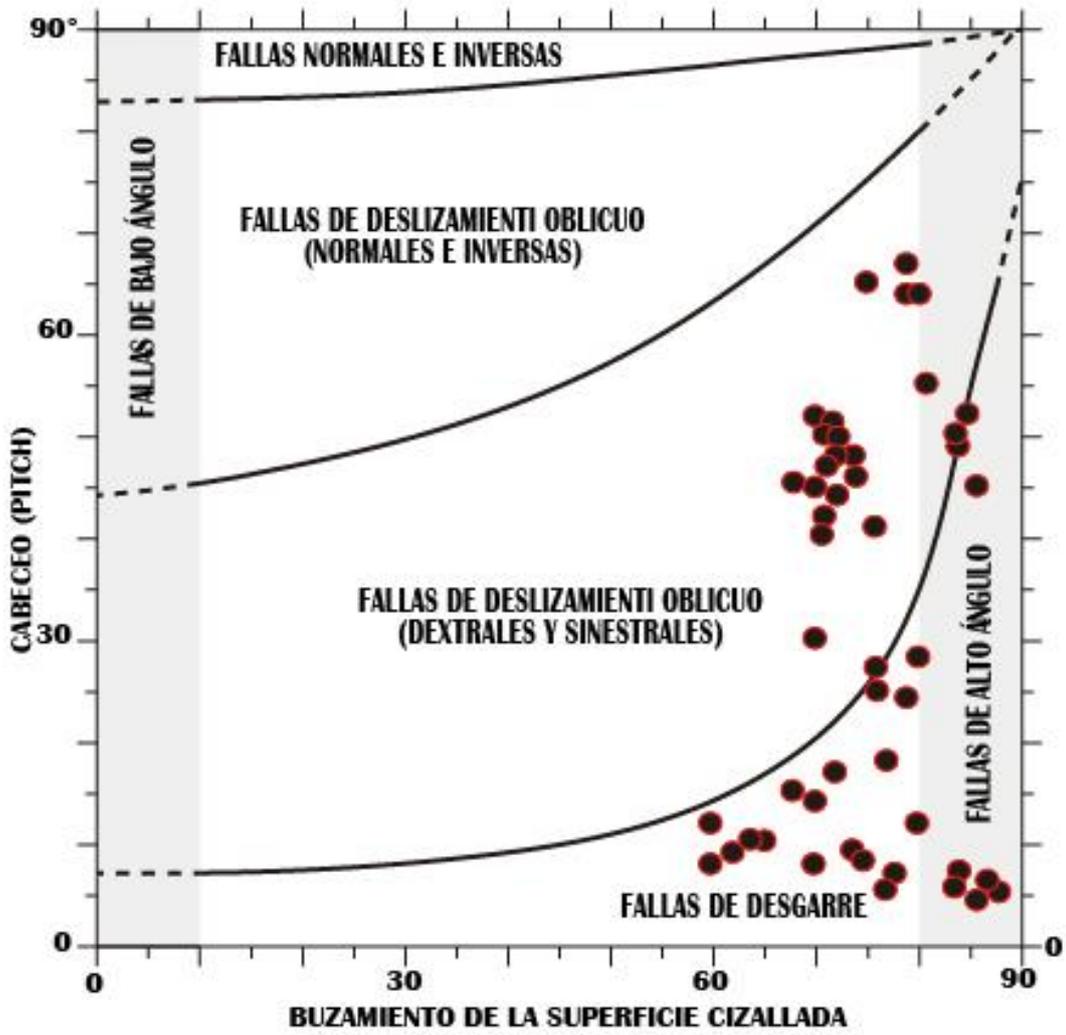


Figura 81. Se observa la clasificación de fallas del área de investigación basada en su buzamiento y pitch de los planos de fallas.

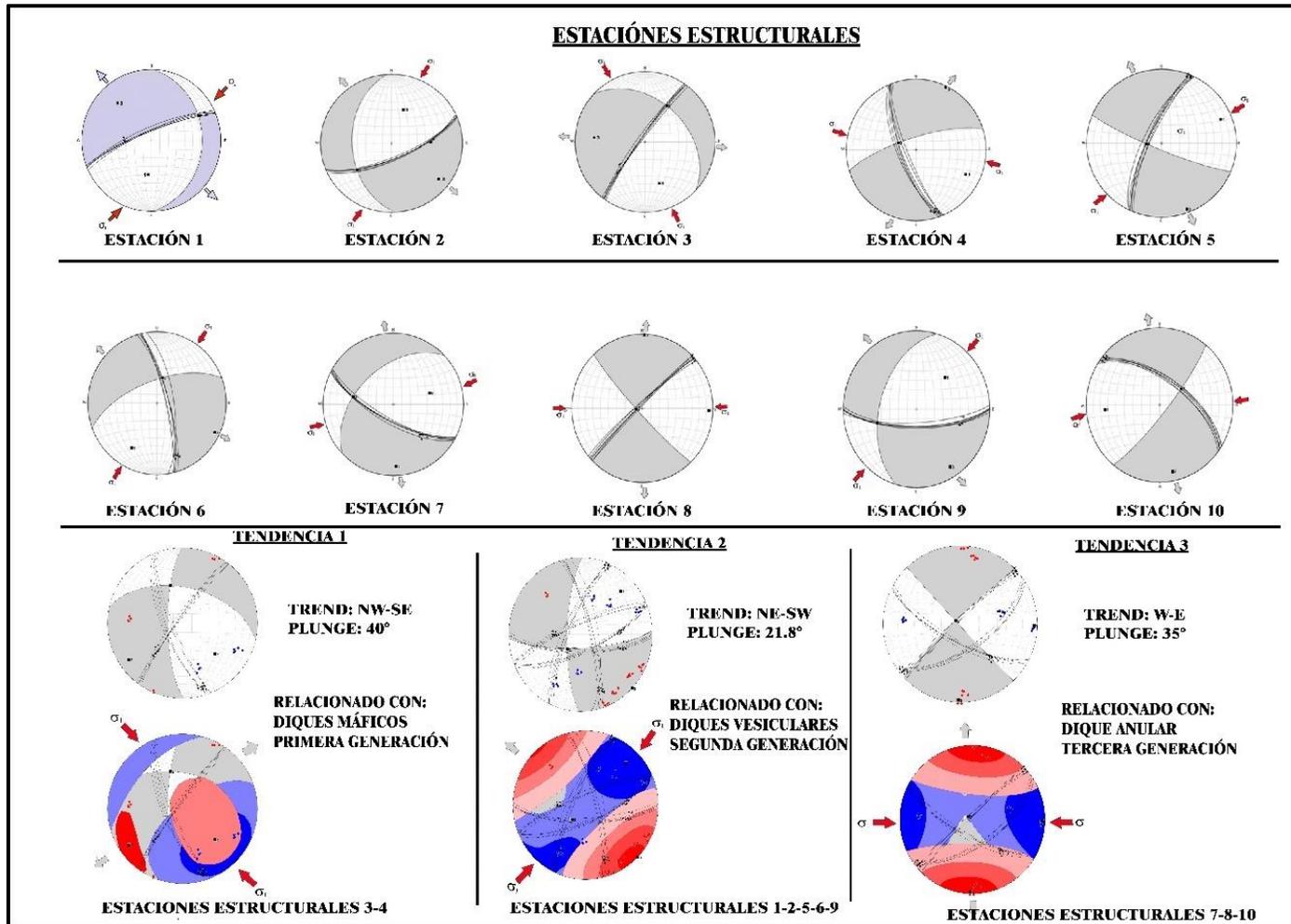


Figura 82. Resumen de las estaciones estructurales tomadas en campo y las tendencias generadas (NO-SE, NE-SO y O-E).

4.2 SECCIONES DELGADAS

4.2.1 ANÁLISIS DE SECCIONES DELGADAS

Para este análisis de secciones delgadas se utilizó fotomicrografía tomada en luz transmitida y nicoles cruzados, donde se analizaron 9 muestras; 3 muestras en los diques (anular, máfico y vesicular), 1 muestra en secuencias piroclásticas, 1 muestra de la Formación Pamplona, y 4 muestras en el intrusivo; a continuación, se describe el análisis de cada muestra:

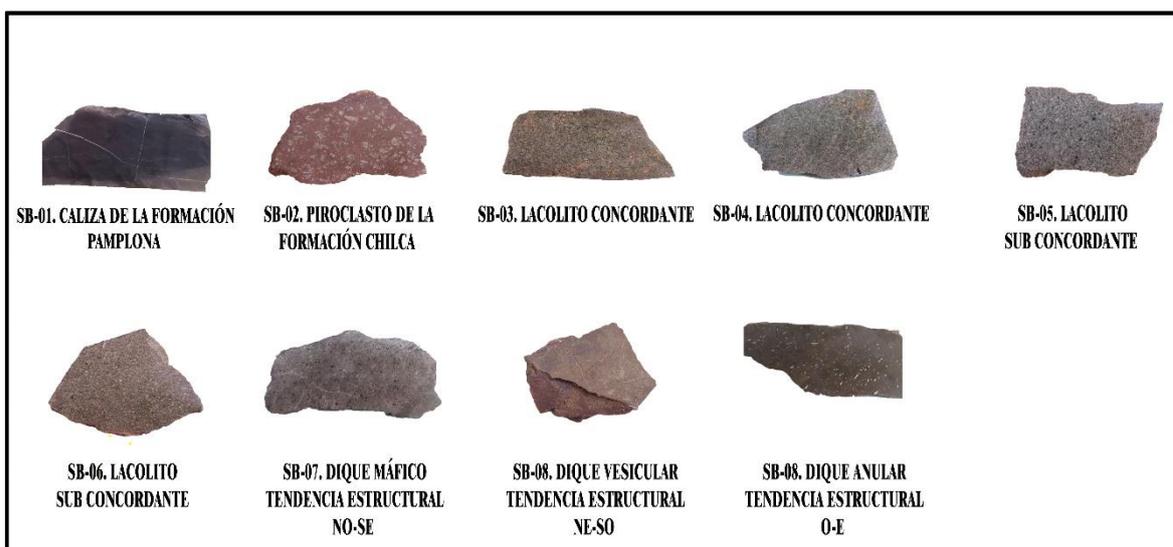


Figura 83. Muestras de mano cortadas para ser analizadas a través de secciones delgadas.

4.1.1.1. Muestra de la Formación Pamplona

Muestra SB-01: Caliza mudstone, compuesta por carbonatos en granos de tamaño decamicrométrico a micrométrico. Ocasionalmente, fragmentos de cuarzo y esporádicamente, la muestra presenta moldes de bioclastos (Figura 83A). Numerosas venillas de carbonatos de grosor micrométrico cortan la muestra. El carbón o materia orgánica, ocurre en agregados oscuros de forma redondeada o irregular.

En la izquierda, imagen A), las líneas punteadas rojas señalan un molde micritizado alargado, dentro una masa de carbonatos de tamaño micrométrico a decamicrométrico (CBsI). El molde probablemente pertenezca a un gasterópodo. También ocurren algunos moldes esparitizados más pequeños y de forma redondeada. A la derecha, imagen B), se puede observar una venilla delgada de carbonatos (CBsII). B) A la derecha, señalada con una flecha amarilla, ocurre una venilla de grosor decamicrométrico compuesto por carbonatos (CBsII). Al lado derecho, se encuentra un agregado redondeado de materia orgánica. De fondo se observan carbonatos de tamaño micrométrico (CBsI). En la imagen también se observan otras venillas de un grosor mucho más fino que cortan a la muestra en varias direcciones.

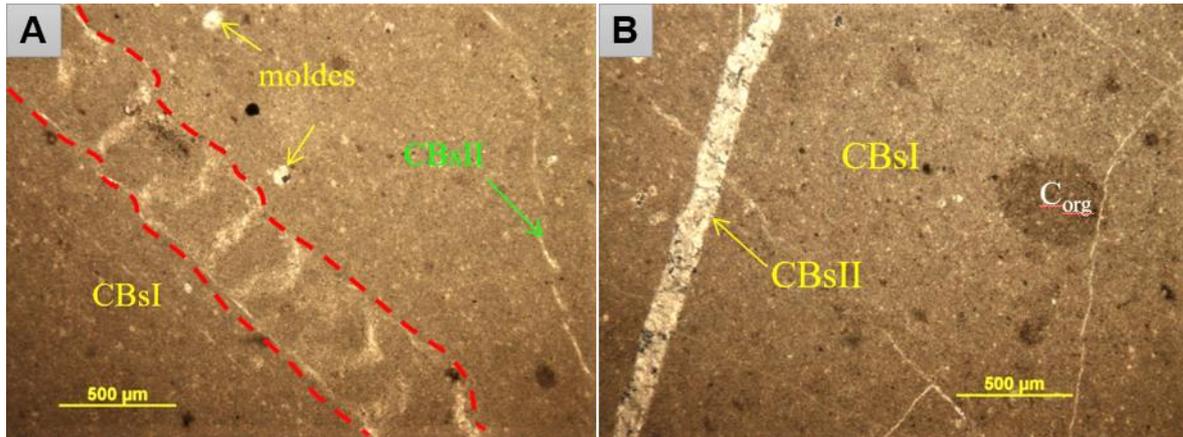


Figura 84. Fotomicrografía de SB-01 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados, pertenecientes a una caliza mudstone de la Formación Pamplona.

4.2.1.2 Muestra de la secuencia piroclástica

Muestra SB-02: Andesita de textura glomeroporfidica. Compuesta por fenocristales de plagioclasas agrupadas, moderadamente sericitizadas y cloritizadas, en algunas ocasiones albitizadas; también reemplazados parcialmente por carbonatos, epidota o prehnita subradial. Ocurren fenocristales relícticos de minerales primarios de titanio reemplazados por leucoxenos, limonitas y óxidos de hierro (Figura 84B). La matriz está compuesta por: microlitos de plagioclasas, granos opacos limonitas y óxidos de hierro. Las vacuolas están rellenas por cloritas, carbonatos, sericita, epidota y prehnita.

En la izquierda, imagen A), se observa fenocristales de plagioclasas (PLGsI) agrupados, típico de una textura glomeroporfidica. También ocurre prehnita (prh) en cristales radiados y asociada a las plagioclasas. Los carbonatos (CBs) reemplazan parcialmente a las plagioclasas. La matriz (MX) está compuesta por microlitos de plagioclasas y minerales opacos, posiblemente limonitas y leucoxenos. A la derecha, imagen B), se observa que la matriz (MX) presenta vacuolas rellenas con cloritas (CLOs) y en algunas ocasiones, epidota (ep). La matriz (MX) está compuesta por limonitas, óxidos de hierro y microlitos de plagioclasas. También se observa un relicto de mineral primario de titanio reemplazado por óxidos de hierro (OXsFe) y leucoxenos.

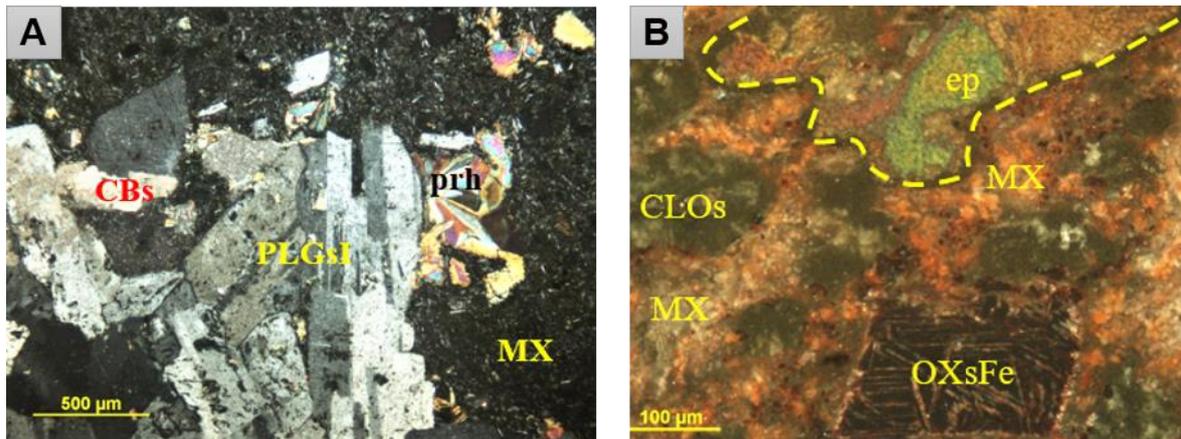


Figura 85. Fotomicrografía de SB-02 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados perteneciente a un piroclasto de composición andesítica.

4.2.1.3 Muestras del intrusivo (Lacolito)

Muestra SB-03: Monzodiorita de textura fanerítica. Compuesta principalmente por plagioclasas, y en menor proporción, anfíboles, feldespato potásico y cuarzo. Presencia de agregados de cloritas y cristales cúbicos de minerales opacos, posiblemente magnetita. Presencia de prehnita en agregados subradiados (Figura 85B). La alteración principal es la sericitización. Las cloritas y carbonatos ocurren alterando a minerales primarios.

A la izquierda, imagen A), se observa agregados fibrosos hectomicrométricos de clorita (CLOs), alternados con cristales eu- a subhedrales de tamaño decamicrométrico a hectomicrométrico de plagioclasas (PLGs), ligeramente alterados por sericita (flechas rojas) siguiendo planos de debilidad. En menor proporción, se ve cristales deca- a hectomicrométricos de cuarzo intergranular (cz). A la derecha, imagen B), se observa agregados hectomicrométricos subradiados de prehnita (prh), mostrando extinción ondulante. Hacia la derecha, se ve un cristal hectomicrométrico de carbonato (CBs) y en los bordes ocurren cloritas (CLOs). Presencia de cristales micro- a decamicrométricos, sub- a anhedral de cuarzo intergranular.

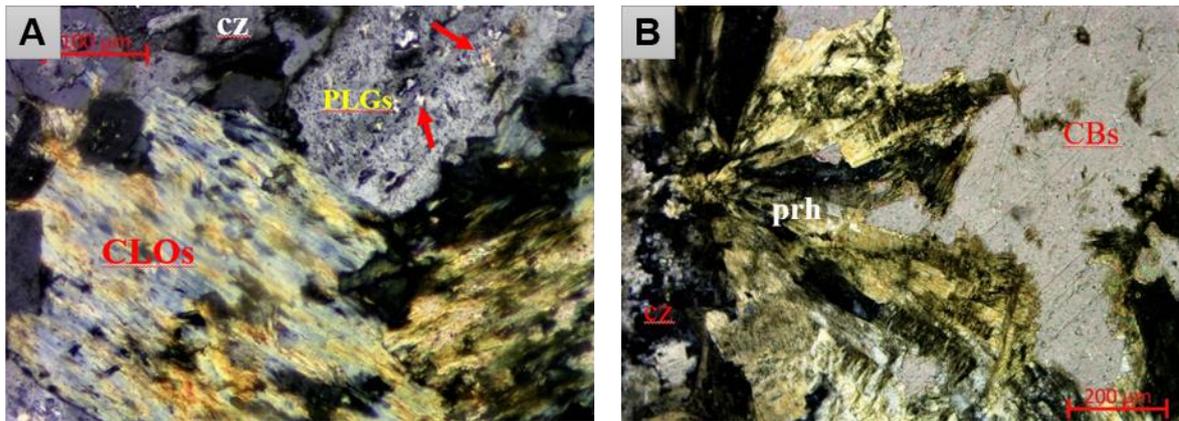


Figura 86. Fotomicrografía de SB-03 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados perteneciente al lacolito aflorante concordante a las secuencias clásticas.

Muestra SB-04: Monzodiorita de textura fanerítica. Compuesta por cristales maclados de plagioclasas, y en menor proporción, feldespato potásico, ambos sericitizados (Figura 86A). Los cristales de cuarzo ocurren en formas muy irregulares. Presencia de escasos cristales de anfíboles maclados alterándose a cloritas. Intergranularmente se presentan agregados de cloritas, prehnita y carbonatos. Se observó venillas de espesores milimétricos de calcita cristalizada atravesando la muestra.

A la izquierda, imagen A), se observa cristales maclados de plagioclasas (PLGs), algunas con bordes recristalizados de feldespatos potásicos (FPKs) y alterados a sericita (ser). En la parte central, se encuentra una macla de anfíbol (ANFs). Cristales deca- a hectomicrométricos de cuarzo (cz) de formas irregulares a subredondeadas. Abundantes agregados de cloritas (CLOs) con óxidos (OXs) asociados pseudomorfizando minerales máficos y rellenando espacios intergranulares. A la derecha, imagen B), se observa agregados hectomicrométricos subradiales de prehnita (prh) con cristales de cloritas (CLOs) y cristales deca- a hectomicrométricos de carbonatos. Rodean a este agregado, cristales hectomicrométricos de feldespato potásico (FPKs), plagioclasa (PLGs) y cuarzo (cz).

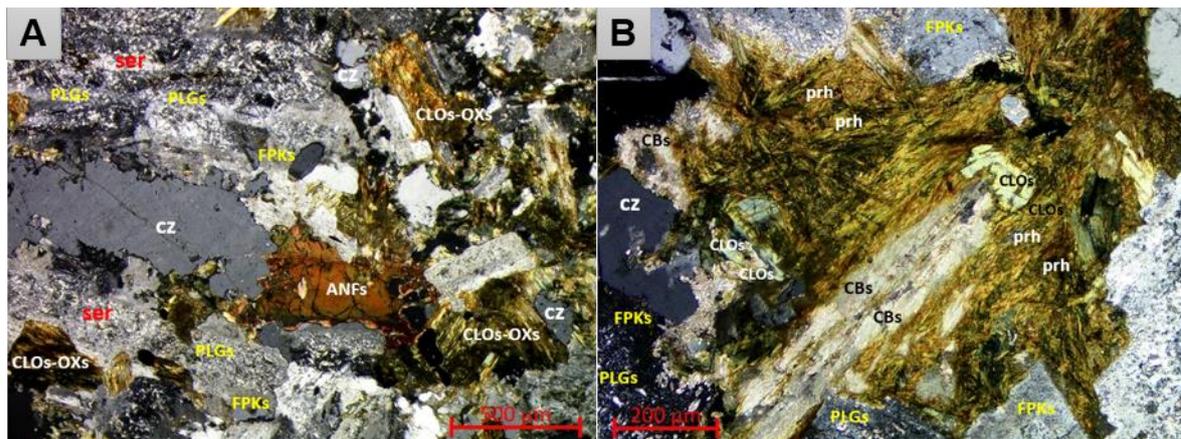


Figura 87. Fotomicrografía de SB-04 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados perteneciente al mismo lacolito en otro punto de muestreo.

Muestra SB-05: Diorita de textura fanerítica. Compuesta por: plagioclasas fuertemente sericitizadas, y alteradas ocasionalmente por carbonatos o epidota y otras albitizadas; piroxenos parcialmente cloritizados u oxidados; y cuarzo anhedral intergranular. Con poca frecuencia, ocurren anfíboles parcialmente cloritizados. Como minerales de alteración ocurren cloritas y óxidos de hierro reemplazando a minerales ferromagnesianos (Figura 87B). La prehnita es muy escasa y ocurre en cristales radiados decamimométricos.

A la izquierda, imagen A), se observa una textura fanerítica, en la cual resaltan cristales de plagioclasas (PLGs) alteradas moderadamente por sericita, cuarzo (CZ) y piroxenos (PXs). También ocurren cloritas (CLOs) asociadas a la alteración de minerales ferromagnesianos. A la derecha, imagen B), se observa un cristal de piroxeno (PXs) mostrando su clivaje en ángulo recto y un cristal euédral de apatito (ap) dentro del piroxeno. A la izquierda, se observa una textura vermicular de cloritas (CLOs) intercrecidas con óxidos de hierro (OXsFe).

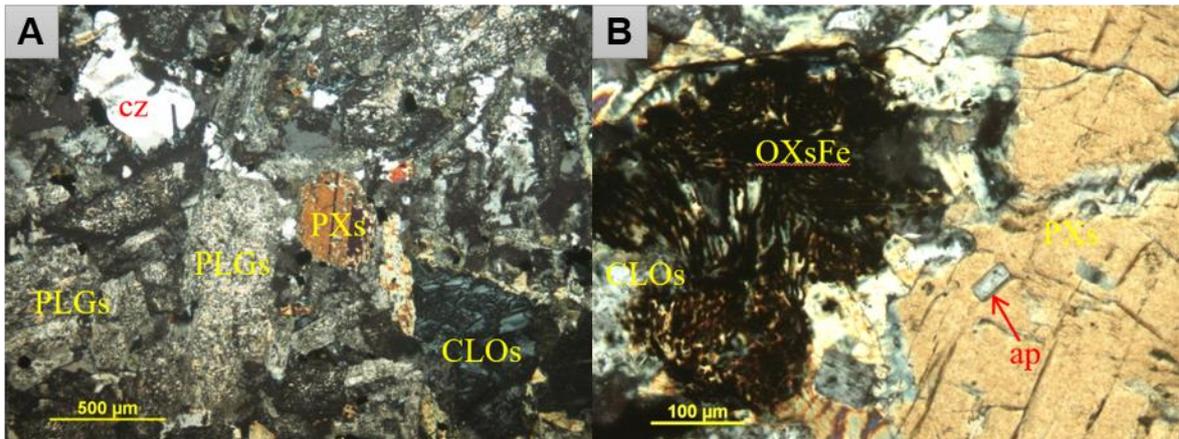


Figura 88. Fotomicrografía de SB-05 tomada en luz transmitida y nículos cruzados perteneciente a un intrusivo al techo del Lacolito (Ver columna estratigráfica en Anexos).

Muestra SB-06: Diorita de textura fanerítica. Compuesta por plagioclasas muy cálcicas y piroxenos cálcicos, y en menor proporción, cuarzo, anfíbol alterado a cloritas y biotita relicta. Como minerales intergranulares: agregados de cloritas y cristales cúbicos de minerales opacos (Figura 88A), posiblemente magnetita, algo oxidados. Se observó una sericitización moderada sobre la plagioclasa. Las cloritas y carbonatos ocurren alterando a los minerales máficos, y en menor proporción, a las plagioclasas. Débil saussuritización por cristales de epidota y zoisita alterando plagioclasas.

A la izquierda, imagen A) presencia de cristales eu- a subhedrales de plagioclasa (PLGs) de tamaño hectomicrométrico, alterándose principalmente a sericita (ser). En el cristal central de plagioclasa se da un reemplazamiento por zoisita (zoi), cristales decamicrométricos de epidota (ep) y carbonatos (flecha roja). Intergranular se presentan abundantes cloritas (CLOs) con cristales euhedrales y decamicrométricos de minerales opacos (OPs) con óxidos en sus bordes, también se ve algunos cristales de cuarzo (cz) de forma irregular. A la derecha, imagen B), en la parte central, se observa cristales hectomicrométricos de piroxeno (PXs) maclados, siendo reemplazados por carbonatos (flechas rojas). Rodeándolos se presentan cristales de plagioclasa (PLGs) reemplazados por sericita (ser). Se observa cristales relictaes pseudomorfizados por cloritas (CLOs). Presencia de cristales deca- a hectomicrométricos de minerales opacos (OPs) y un cristal subhedral decamicrométrico de anfíbol (ANFs).

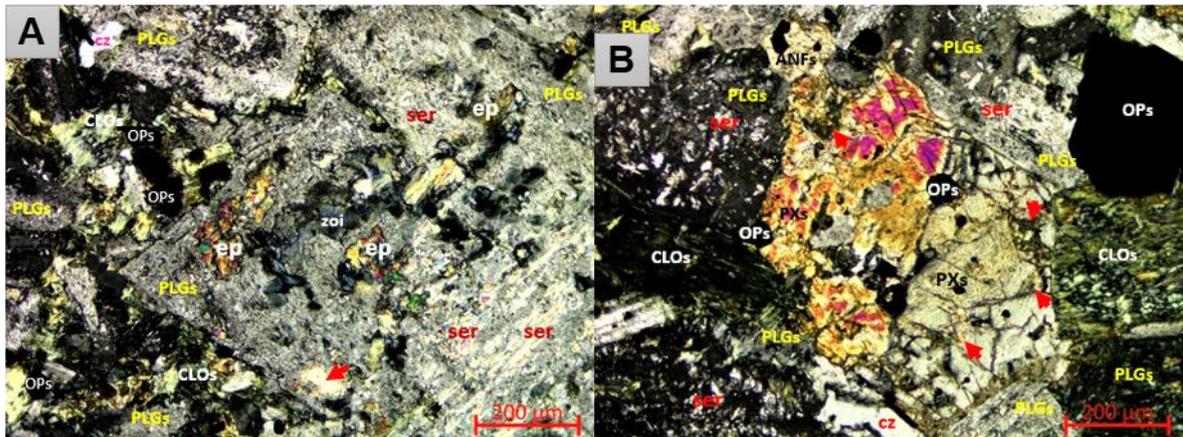


Figura 89. Fotomicrografía de SB-06 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados perteneciente al intrusivo al techo del lacolito, pero tomado en otro punto de muestreo.

4.2.1.4 Muestra de dique máfico

Muestra SB-07: Andesita de textura porfídica. Compuesta por fenocristales de plagioclasas fuertemente sericitizadas y cloritizadas, en ocasiones, se encuentran albitizadas y reemplazadas por prehnita (Figura 90B), también ocurren agregados de cloritas. La matriz está compuesta por microlitos de: plagioclasas, clinopiroxenos y minerales opacos, que posiblemente correspondan a óxidos de hierro.

A) Se observan fenocristales de plagioclasas (PLGs) en una matriz (MX) de plagioclasas, clinopiroxenos y minerales opacos de tamaño decamicrométrico. En la matriz también ocurren agregados de cloritas (CLOs). B) Se observa cristales radiados de prehnita (prh) alterando a un fenocristal de plagioclasa (líneas punteadas amarillas).

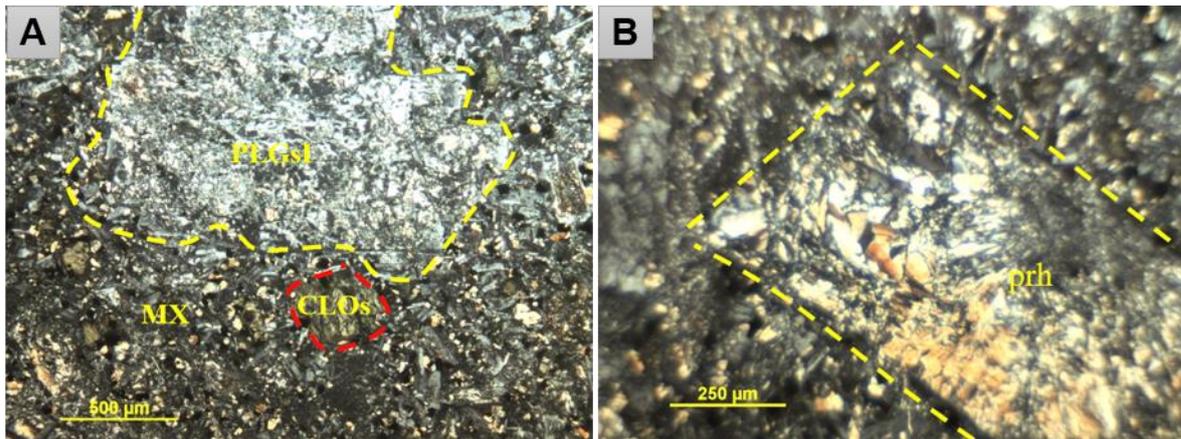


Figura 90. Fotomicrografía de SB-08 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados pertenecientes a la primera generación de diques de tendencia NO-SE y de composición similar a la de los cuerpos ígneos.

4.2.1.5 Muestra de dique vesicular

Muestra SB-08: Andesita de textura porfídica. Compuesta por fenocristales plagioclasas ligeramente cloritizados y sericitizados; escasos minerales ferromagnesianos primarios como fenocristales, y cristales cúbicos dispersos. La matriz compuesta por microlitos plagioclasas alterados fuertemente por cloritas (Figura 91A), y de manera más escasa, a sericita y carbonatos. Presenta algunas oquedades y fracturas rellenados total y parcialmente por carbonatos, posiblemente calcitas, y cloritas.

A la izquierda, en la imagen A), se observa microlitos de plagioclasas (PLGsII) en la matriz, algunos subparalelos, ligeramente alterados por cloritas. En la parte central, se ve agregados hectomicrométricos subradiados de cristales de cloritas (CLOs) posiblemente han reemplazado un mineral primario. A la izquierda, la imagen B), se observa fenocristales eu- a subhedrales de tamaños hectomicrométricos de plagioclasas (PLGsI), ligeramente alterados siguiendo sus planos de debilidad. Englobados por una matriz compuesta por abundantes microlitos de plagioclasas (PLGsII) eu- a subhedrales de tamaños micrométricos a decamicrométricos alterados por cloritas, y en menor proporción, presencia de agregados decamicrométricos de carbonatos como parte de la matriz.

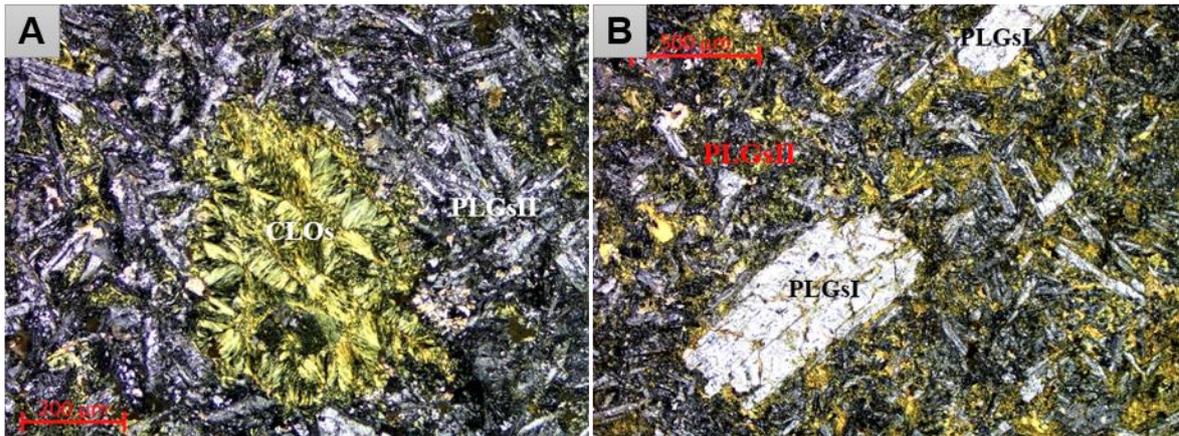


Figura 91. Fotomicrografía de SB-09 tomada en luz transmitida y nícoles cruzados pertenecientes a los diques vesiculares de segunda generación de tendencia NE-SO de composición andesítica.

4.2.1.6 Muestra de dique anular

Muestra SB-09: Andesita de textura porfídica de matriz pilotáxica. Compuesta por fenocristales de plagioclasas con una débil sericitización y cloritización, rodeados por una matriz de textura pilotáxica compuesta por cristales subparalelos de plagioclasa. Intergranularmente, se observan granos micrométricos de minerales opacos y cloritas como agregados deca- a micrométricos. Las vacuolas suelen tener sus paredes parcialmente tapizadas por epidota y son rellenados por carbonatos o agregados de sericita o cuarzo III (Figura 92B).

A la izquierda, imagen A), se observa fenocristales hectomicrométricos a submilimétricos de plagioclasas (PLGsI) rodeados de una matriz fluidal de microlitos euhedrales de feldspatos. Presencia de una vacuola hectomicrométrica (líneas punteadas amarillas) rellena por cristales subhedrales de epidota (ep) y carbonatos (CBs). Presencia de pigmentación por óxidos en la matriz (MX). A la derecha, imagen B), se observa dos vacuolas hectomicrométricas (líneas punteadas amarillas), una de ellas rellena por cristales de epidota (ep) y un cristal de cuarzo III (czIII), la otra vacuola rellena por sericitas (ser) de textura afieltrada y cristales de epidota (ep) en sus paredes.

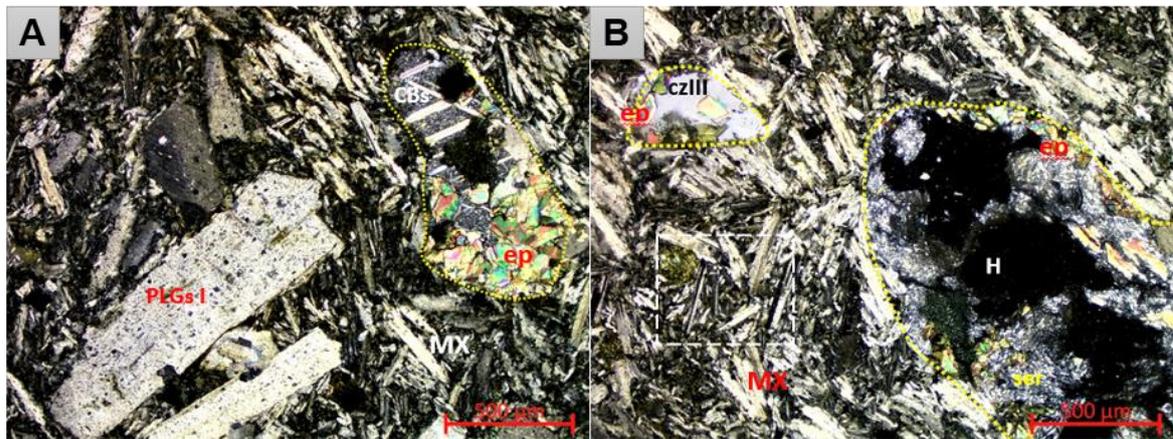


Figura 92. Fotomicrografía de SB-07 tomada en luz transmitida y nicoles cruzados perteneciente al dique anular, que es la última generación de diques de tendencia O-E y de composición más evolucionada que las anteriores.

4.2.2 RELACIÓN ESPACIO-TIEMPO DE CUERPOS INTRUSIVOS

De acuerdo a los resultados obtenidos de los análisis de secciones delgadas se puede correlacionar en espacio y tiempo el lacolito con los diques máficos en su formación, el indicador principal para esta relación es la presencia del mineral filosilicato “prehnita”, que se encuentran en la muestra SB-08 de la roca andesita del dique máfico y específicamente en la muestra SB-03 de la roca monzodiorita del Lacolito. La presencia de las otras generaciones de diques pertenece a la misma cámara magmática, pero con algunas variaciones composicionales más evolucionadas por ser más jóvenes y se evidencia en la presencia abundante de plagioclasa en los diques vesiculares y cuarzo en el dique anular corroborando la diferenciación magmática.

4.3 MODELAMIENTO GEOLÓGICO

El modelamiento geológico es la representación tridimensional de un área, la cual permite incrementar el conocimiento de la morfología del área de estudio y representar lo más cercano a la realidad posible

Se utilizó el software Leapfrog Geo 6.0 para representar en 3D la litología y las superficies de las principales fallas del área de estudio. Este modelamiento 3D se desarrolló con el cartografiado litológico superficial y la interpretación de secciones geológicas (ver anexos secciones geológicas).

Las unidades modeladas son: Formación Pamplona, Formación Atocongo, Formación chilca, Intrusivo (Lacolito), Depósitos cuaternarios y el Mar Peruano.

El modelo litológico 3D obtenido nos aporta la distribución tridimensional de las diferentes litologías, además que nos muestra la forma de su relieve terrestre (Figura 93). También se modeló las superficies de los planos de las fallas extensionales principales que provocaron el ascenso y emplazamiento de los intrusivos, la cual deformaron a las rocas sedimentarias preexistentes.

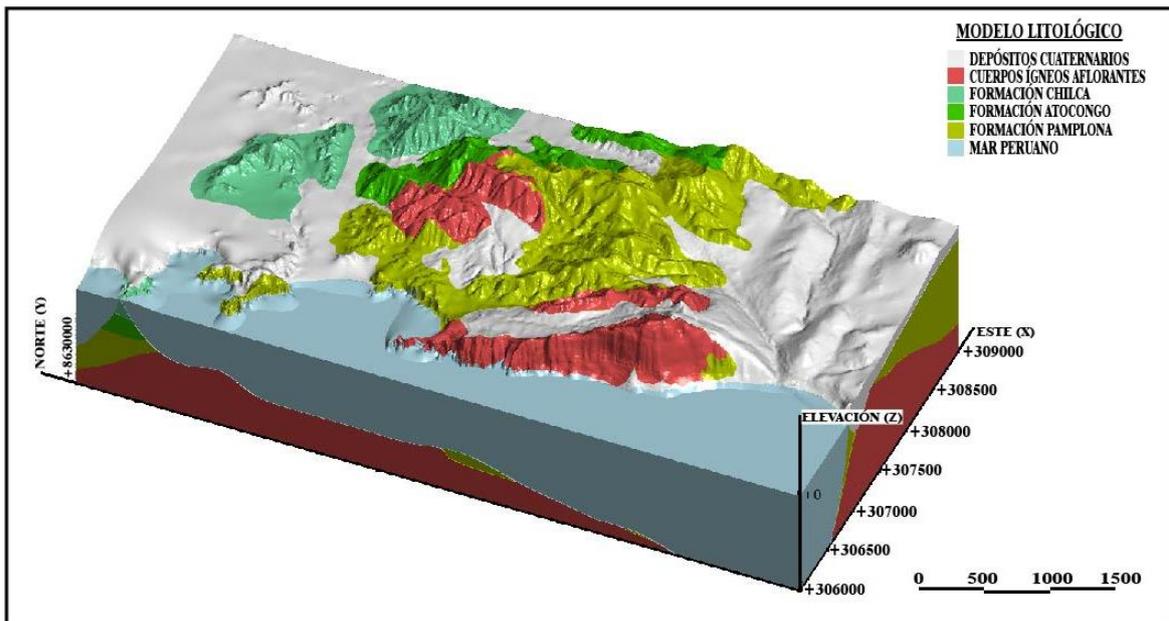


Figura 93. Vista del modelo litológico 3D.

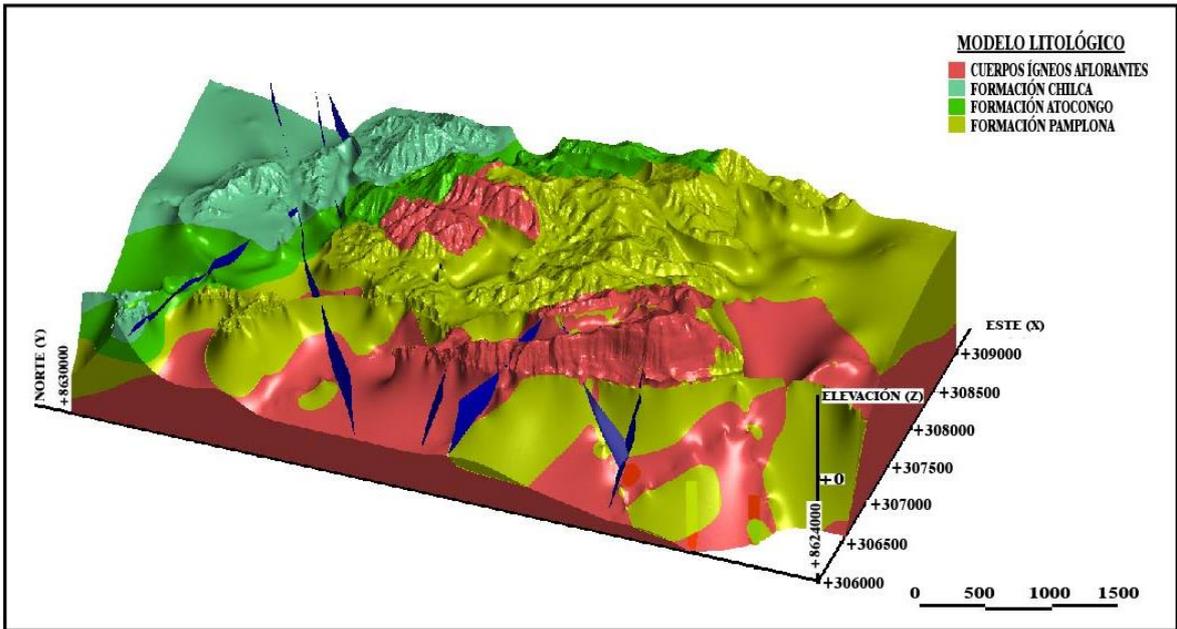


Figura 94. Vista tridimensional de como ingreso el intrusivo (Lacolito) dentro de las rocas sedimentarias y la deformación que causa, también se observan las principales fallas extensionales (Planos azules).

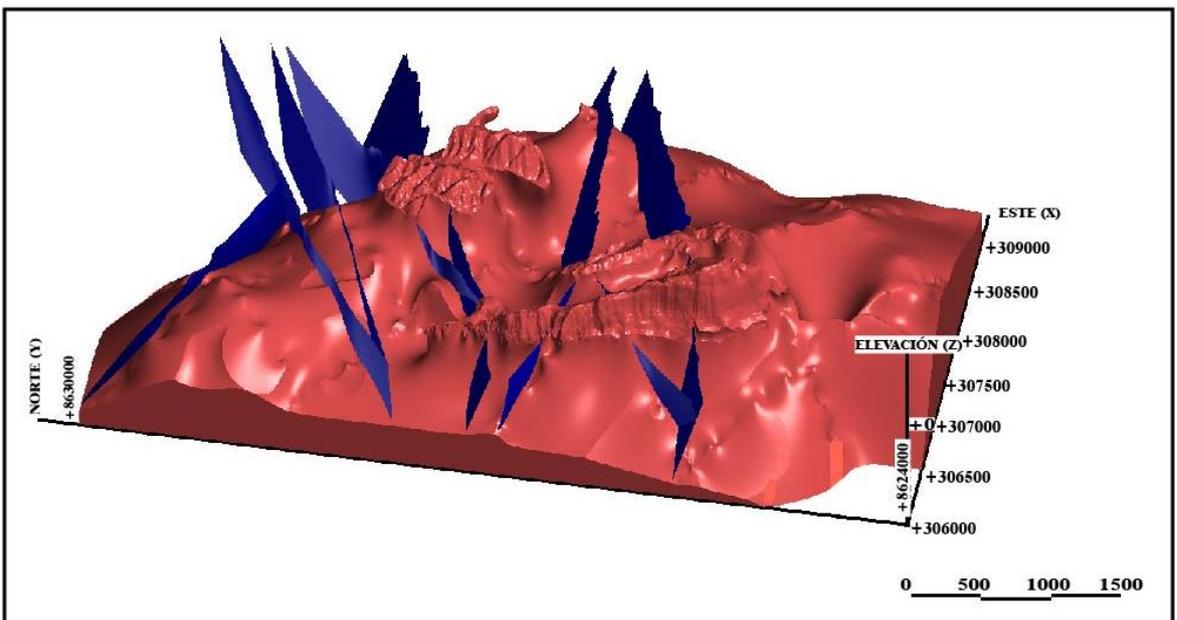


Figura 95. Vista tridimensional del intrusivo (Lacolito) con las principales fallas extensionales (planos azules) que generaron su emplazamiento en el área de investigación.

4.2.CONTRASTACIÓN DE LA HIPÓTESIS

Se ha demostrado con la investigación que el cuerpo intrusivo principal aflorante en el área de investigación es un intrusivo del tipo Lacolito y de formación sintectónico por tener alineaciones concordantes a la estratificación de las rocas sedimentarias de la Formación Pamplona del Cretácico Inferior. La cámara magmática que formo el lacolito aprovecho las fallas extensionales preexistentes y el fracturamiento de una corteza adelgazada, que es parte de un rift extensional y que tiene como centro el distrito de San Bartolo, el mismo magma fue ascendiendo y se comportó como cuerpo intrusivo sub concordante en el contacto de la Formación Pamplona y Formación Atocongo. Estas fallas presentan orientaciones predominantes de NO–SE, NE-SO y O-E. Las mismas fueron aprovechadas para el emplazamiento de las tres generaciones de diques, los máficos, vesiculares y el dique anular correspondientes a cada tendencia estructural. Determinándose así la relación espacial y temporal de los cuerpos intrusivos plutónicos y sub volcánicos cuyo sistema es post Cretácico inferior.

Finalmente, la investigación demostró una relación directa entre el lacolito concordante, al piso y sub concordante, al techo, con los cuerpos subvolcánicos, siendo la relación más notoria, los diques máficos (menos evolucionados), esto por la presencia de prehnita; sin embargo, por una relación espacial, los diques vesiculares y el dique anular pertenecen a la misma cámara magmática, solo más diferenciados.

Por lo que la hipótesis inicial ha sido contrastada y verificada.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIÓN

5.1 CONCLUSIONES

La geología estructural y la relación con el emplazamiento de los cuerpos intrusivos aflorantes, principalmente los que están relacionados al Lacolito, las cuales son fallas trans tensionales, de orientaciones predominantes de NO-SE, NE-SO y O-E, determinando tres tendencias principales que fueron aprovechadas probablemente por el emplazamiento de tres generaciones de diques; el primero de composición máfica, el segundo de composición andesítica con textura vesicular y el tercero de composición andesítica y forma anular correspondiente a cada tendencia estructural.

Se caracterizó los intrusivos aflorantes siendo el lacolito un cuerpo ígneo concordante a la estratificación de dimensiones de 1100m x 530m en el NE, sub concordante y aflorante en el contacto de la Formación Pamplona y Formación Atocongo; y de 2600m x 330m en el SW, siendo concordante a la estratificación de las secuencias pelíticas y carbonatadas de la Formación Pamplona. El afloramiento en el NE son rocas dioríticas de textura fanerítica compuesta por plagioclasas, piroxenos, y en menor proporción cuarzo, con alteración sericítica y clorítica; el afloramiento en el SW son rocas monzodioríticas de textura fanerítica compuesta principalmente por plagioclasas y en menor proporción anfíboles, feldespato potásico y cuarzo, con alteración sericítica y clorítica.

Los cuerpos subvolcánicos están caracterizados por las tres generaciones de diques, la primera, diques máficos de 3m de espesor con buzamientos de 55°SW y N290°-N230° de azimut, afloran principalmente en la secuencia piroclástica y en la Formación Pamplona, estos diques son de rocas andesíticas ligeramente magnética de textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasas agrupadas, moderadamente sericitizadas y cloritizadas. La segunda diques vesiculares de 1.2m de espesor de azimut, afloran principalmente en la Formación Pamplona cortando a los diques máficos, estos diques son de composición

andesítica y de textura porfirítica, compuesta por fenocristales de plagioclasas ligeramente cloritizados y sericitizados y el último el dique anular de 3m de espesor, afloran principalmente en la Formación Pamplona cortando a los diques máficos y vesiculares, estos diques son de composición andesítica, de textura porfirítica compuesta también por fenocristales de plagioclasas. Presentan ligera epidotización y cloritización.

Los intrusivos presentan una foliación concordante, en el piso, a la estratificación de las rocas vulcano sedimentarias de la Formación Pamplona y sub concordante, al techo, en el contacto de la Formación Pamplona y Formación Atocongo, determinando a ésta como un evento sintectónico de Sistema Cretácico Inferior.

El modelamiento geológico determina la distribución tridimensional de los cuerpos intrusivos con las rocas vulcano sedimentarias. Y refleja de la manera más acercada posible el relieve terrestre de la zona.

5.2 RECOMENDACIONES

Realizar estudios geofísicos por parte del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET): Líneas sísmicas de N – S para verificar la apertura de la estructura tipo rift y magnetometría, con el propósito de conocer la disposición y extensión a profundidad del lacolito.

Realizar estudio litogeoquímico por parte del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET) para mejorar la corroboración entre la relación del lacolito del Cerro la Paloma y la generación del enjambre de diques y sills de San Bartolo.

Realizar dataciones en el lacolito y de los enjambres de diques, para determinar la edad de las intrusiones que a priori se sabe son post Formaciones Pamplona y Atocongo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALEMAN ET AL. 2006. Estratigrafía, Sedimentología y Evolución Tectónica del Área de Lima (Segunda Edición). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. Serie: Guía de Campo N° 11, 145 pág.
- ALEMAN, A & LEÓN, W. 2016. The early cretaceous subaqueous volcanism in the Pucusana formation, central coastal ranges of Perú: A late Neocomian slab window. XVIII Congreso Peruano de Geología, 5 pág.
- BECERRA, I. 2017. Caracterización estructural de la cuenca mesozoica Arequipa en Pachía (36v) y Palca (36x) mediante análisis microtectónico e integración con información sísmica del subsuelo. Universidad Nacional de Cajamarca. Cajamarca-Perú, 165 pág.
- CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. Geologische Rundschau, Stuttgart, pág 101-124.
- CERNA, E. 2013. Estudio Geológico - Tectónico de la cuenca marginal del Cretáceo Inferior en la costa central de Lima entre San Bartolo y Santa María. Universidad Nacional de Cajamarca. Cajamarca – Perú, 131 pág.
- CLEMENS, J. 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. Journal of the Geological Society, London, Vol. 155, pág 843-851.
- COBBING, J. 2000. The geology and mapping of granite batholiths lectura notes in Earth Sciences, 147 pág.
- DÁVILA, J. 2011. Diccionario Geológico. Arth - Altuna. Lima – Perú.
- FERRÉ ET AL. 2012, Granite magma migration and emplacement along thrusts. Published in Int J Earth Sci, 16 pág.
- FOSSEN, H. 2010. Structural Geology (first edition). Cambridge University Press, New York – The United States of America.

- GILL, R. 2010. Igneous rocks and processes: a practical guide. Department of Earth Sciences. University of London, 472 pág.
- JERRAM, D & PETFORD, N. 2011. The field description of igneous rocks (second edition). The Geological Field Guide Series, 258 pág.
- LEVI, B. 1982. Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas: comparison of basalt and spilite in creataceous basic flows from central Chile. Contrib Mineral Petrol, pág 30-40.
- LILLO, J & OYARZUN, R. 2013. Geología estructural aplicada a la minería y exploración minera: Principios básicos. Departamento de geología de la escuela superior de ciencias experimentales y tecnología. Móstoles – España, 210 pág.
- LLAMBÍAS, E. 2001. Geología de los cuerpos ígneos. Consejo Nacional de investigaciones científicas y técnicas. Universidad Nacional de Tucumán e Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO). Tucumán – Argentina, 235 pág.
- PALACIOS ET AL. 1992. Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay y Chosica (Boletín Serie A - N°43). Estudio realizado por el Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET).
- PITCHER ET AL. 1985. Magmatism at a Plate: the peruvian andes. Glasgow. Blackie Halstead Press, 329 pág.
- POLLARD, D & FLETCHER, R. 2005. Fundamentals of Structural Geology. Cambridge University Press. United Kingdom, 516 pág.
- TARBUCK, E & LUMENS, F. 2005. Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física (octava edición). Universidad Autónoma de Madrid, 712 pág.
- TWISS, R & MOORES, E, 2007. Structural Geology (second edition). University of California at Davis, 742 pág.

ANEXOS

A. PLANOS

Plano 01: Ubicación

Plano 02: Topográfico

Plano 03: Geológico

Plano 04: Estructural

Plano 05: Muestreo

B. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

C. SECCIONES

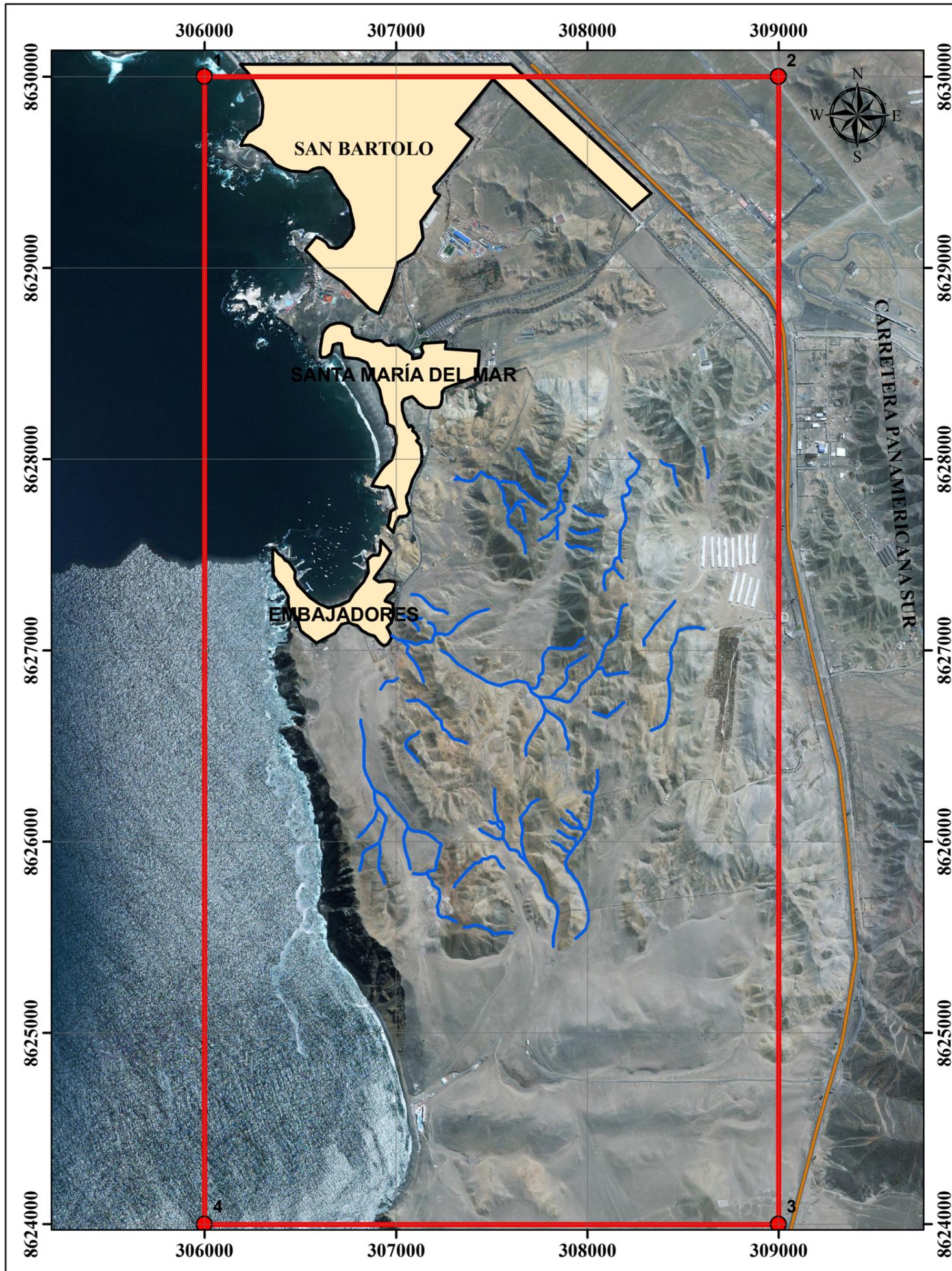
Secciones con orientación N45°E: NE1, NE2, NE3, NE4, NE5.

Secciones con orientación S45°E: SE1, SE2, SE3, SE4, SE5.

Sección con orientación N-S

D. ESTACIONES ESTRUCTURALES

E. REPORTES MICROSCÓPICOS

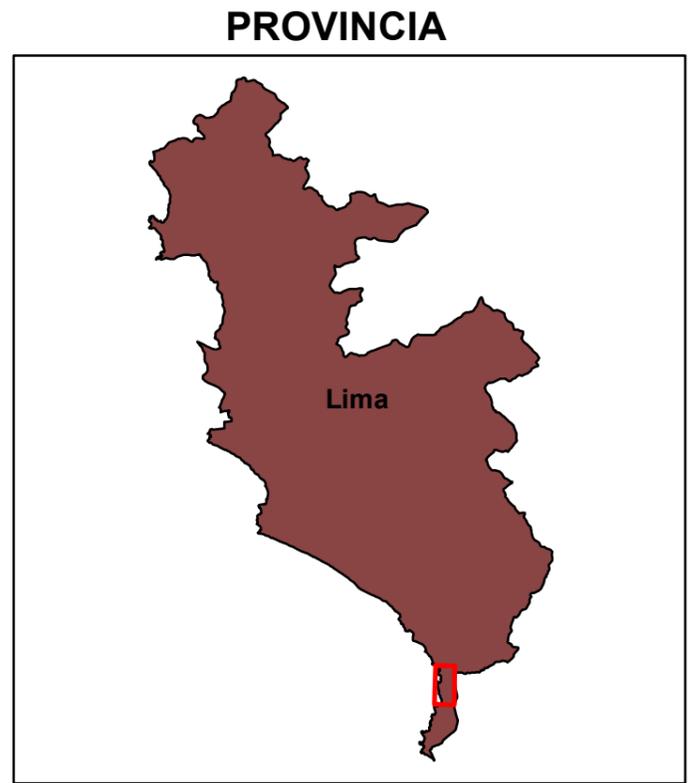
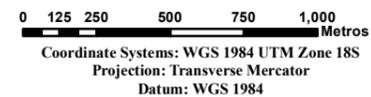


SIMBOLOGÍA

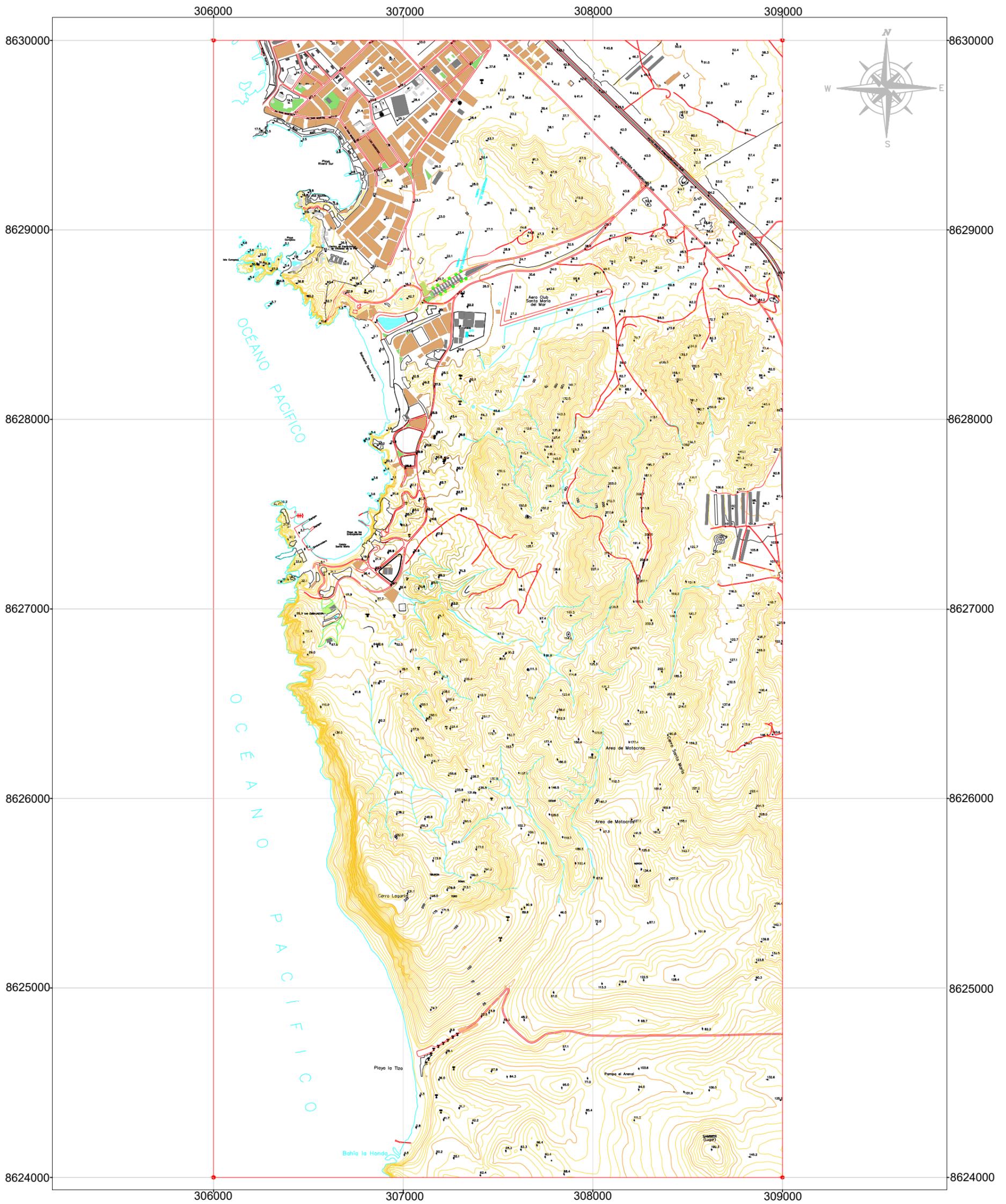
- Vértices
- ~ Drenajes
- PANAMERICA
- AREA DE TRABAJO

COORDENADAS

VÉRTICES	LONGITUD	LATITUD
1	306000	8629000
2	309000	8629000
3	309000	8624000
4	306000	8624000



	UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA		
	FACULTAD DE INGENIERÍA		
Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica			N° PLANO 01
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°.		
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo		
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani		
PLANO:	Ubicación	ESCALA: 1:24000	Cajamarca, Abril del 2021



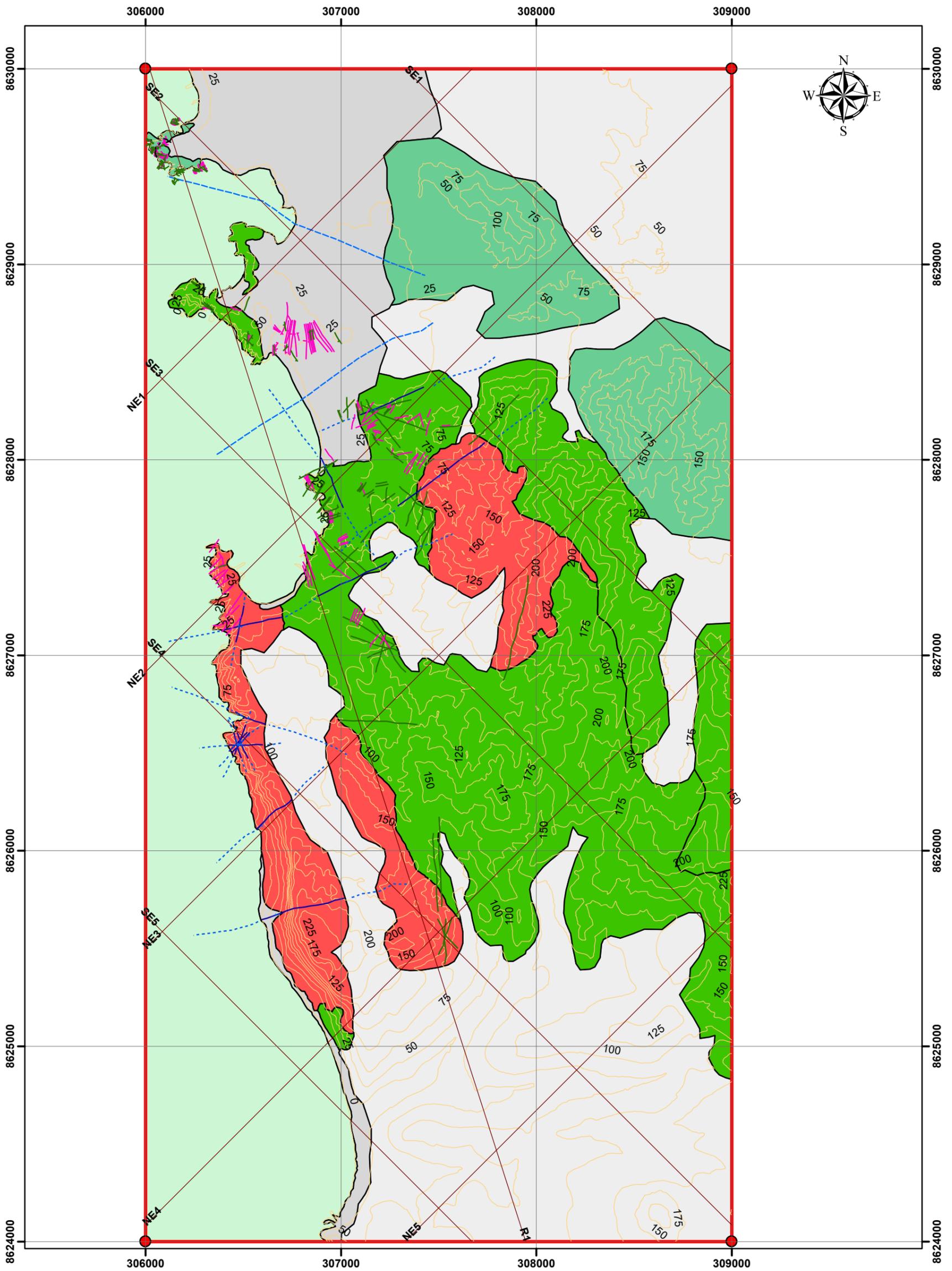
0 250 500 1,000
Meters

Coordinate Systems: WGS1984 UTM Zone 18S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984

LEYENDA

Carretera Asfaltada		Curva de Valor Intermedio	
Camino de herradura, sendero		Curva Mayores	
Carretera: En construcción, carrozable		Depresiones, Barrancos	
Puente, puente peatonal		Arenales, Dunas	
Línea Férrea (simple), Estación, Puente Ferrovionario		Nombres de Vías Principales	
Lindero de Manzana, Avenidas principales		Nombres de Vías Secundarias	
Edificios notables, Edificios en general		Nombre de Urbanización	
Edificios Gubernamentales, Hospital /Clínica		Límite de Vegetación	
Estación de Policías, Estación de Bomberos		Parque, Plaza, Cementerio	
Oficina de correos, Escuela/ Colegios		Campo de Golf, Campo Deportivo	
Estación de teléfonos, Banco, Iglesia, Fábrica		Ruina Arqueológica	
Embajada/ Consulado, Mercado, Biblioteca/ Museo		Ríos/ Quebradas, Acequias	
Estación eléctrica, Cine, Hotel/Hostal		Acueducto	
Tanque (Petróleo, Agua, Gas, etc)		Huerto y Plantaciones	
Línea Eléctrica de Alta Tensión		Bosque/ Zona Verde	
Tapia o Muro, Cerco		Litoral, Lagos y Lagunas	
Punto Geodésico, Punto de Nivelación		Muelle	
Grifo Gasolina, Hidrante, Antena, Torre de Alta Tensión		Faro	
Cota Fotogramétrica		Ciénaga	

	UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
	TESIS: Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S 1233° - S 1247°.	PLANO: Topográfico ESCALA: 1:20000 Cajamarca, Abril del 2021	
TESISTA: Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	ASESOR: Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani		N° PLANO 02



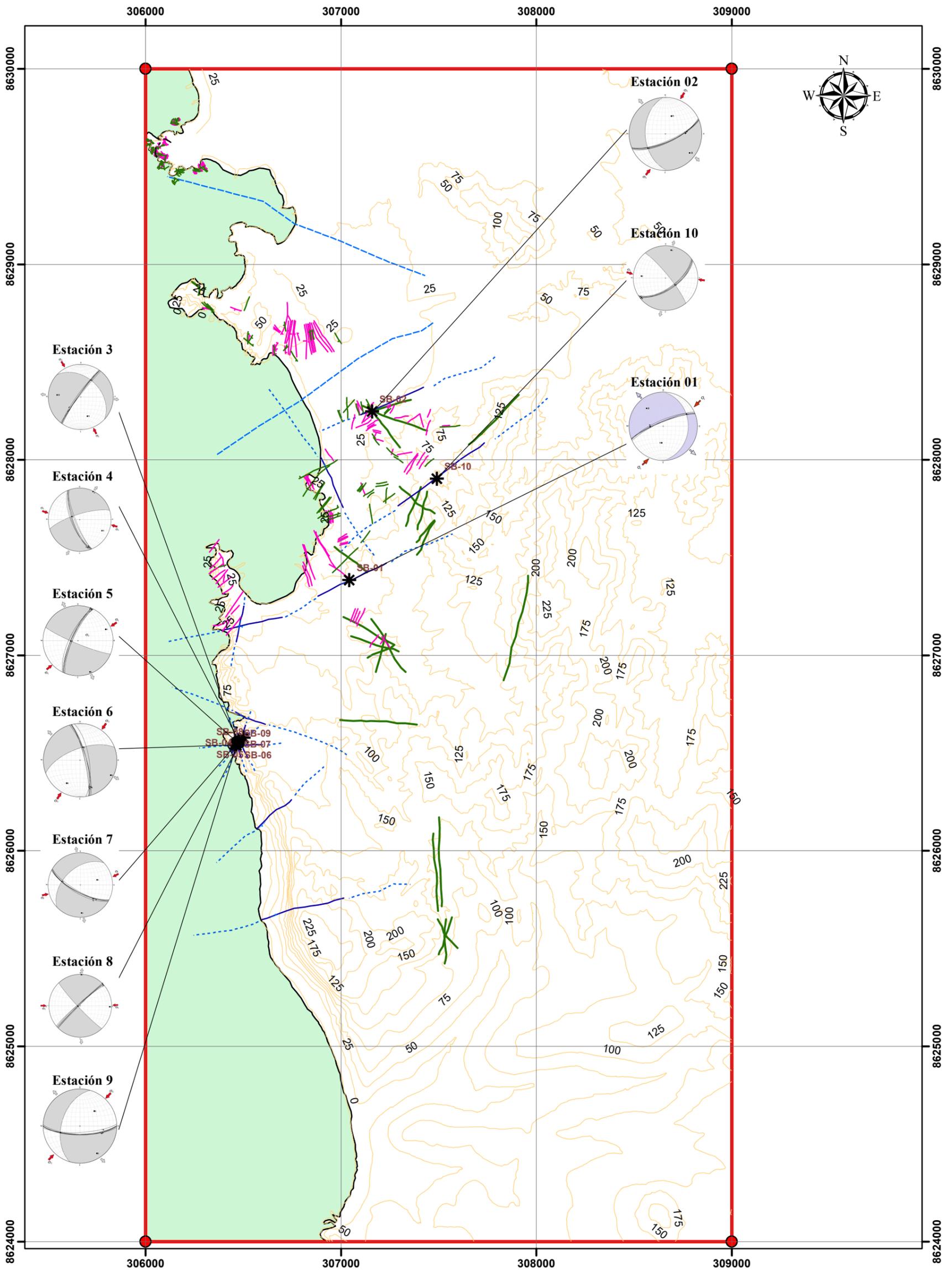
SIMBOLOGÍA	
	CURVAS DE NIVEL
	RUMBO Y BUZAMIENTO
	FALLAS
	FALLAS INFERIDAS
	AREA DE INVESTIGACIÓN
	MAR PERUANO

LEYENDA	
	DEPÓSITOS EÓLICOS (Q-e)
	DEPÓSITOS MARINOS (Q-ma)
	BATOLITO DE LA COSTA/SUPERUNIDAD PATAP (Ks-bc/pt-d)
	FORMACIÓN CHILCA (Ki-chil)
	FORMACIÓN ATOCONGO (Ki-at)
	FORMACIÓN PAMPLONA (Ki-pa)

DIQUES	
	Dique Anular
	Dique Vesicular
	Dique Máfico

0 250 500 1,000 Meters
 Coordinate Systems: WGS 1984 UTM Zone 18S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°.	
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani	
PLANO:	Geológico	ESCALA: 1:20000
		Cajamarca, Abril del 2021
		03

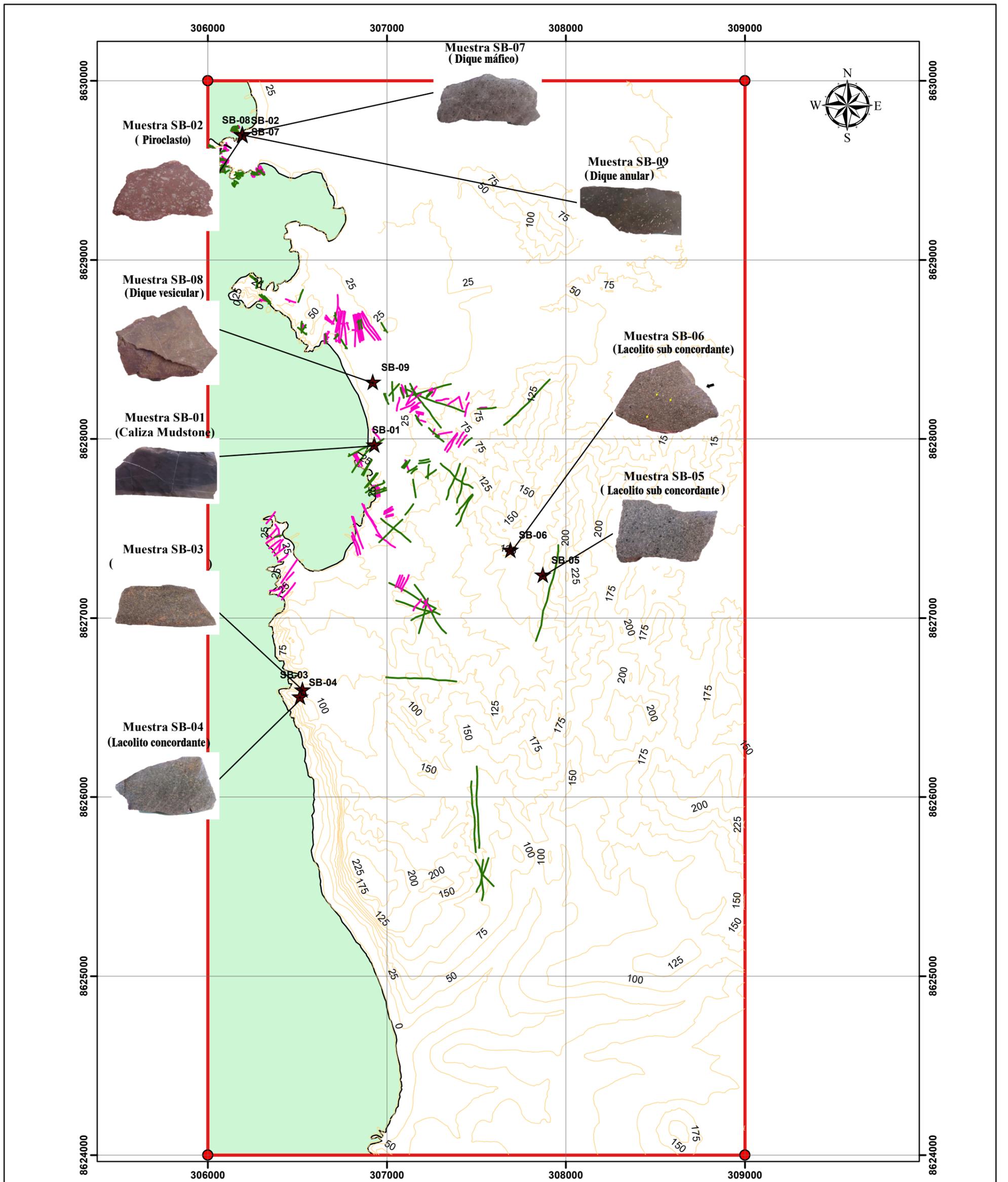


SIMBOLOGÍA	
	ESTACIONES ESTRUCTURALES
	CURVAS DE NIVEL
	RUMBO Y BUZAMIENTO
	FALLAS
	FALLAS INFERIDAS
	AREA DE INVESTIGACIÓN
	MAR PERUANO

Diques	
	Dique Anular
	Dique Vesicular
	Dique Máfico

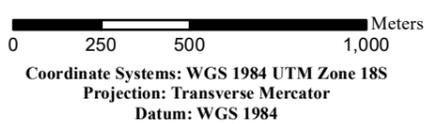
0 250 500 1,000 Meters
 Coordinate Systems: WGS 1984 UTM Zone 18S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984

	UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
	TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°.	
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo		N° PLANO 04
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani		
PLANO:	Estructural	ESCALA:	1:20000
			Cajamarca, Abril del 2021



SIMBOLOGÍA	
	PUNTOS DE MUESTREO
	CURVAS DE NIVEL
	AREA DE INVESTIGACIÓN
	MAR PERUANO

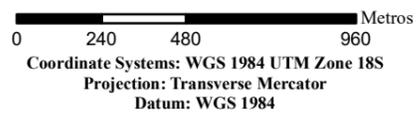
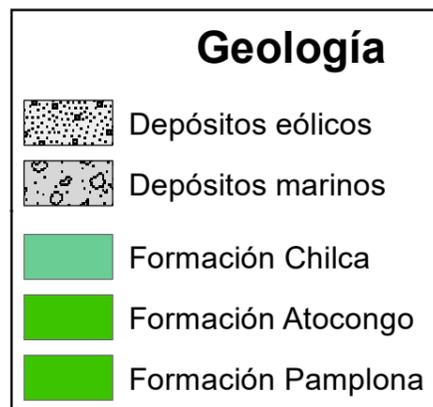
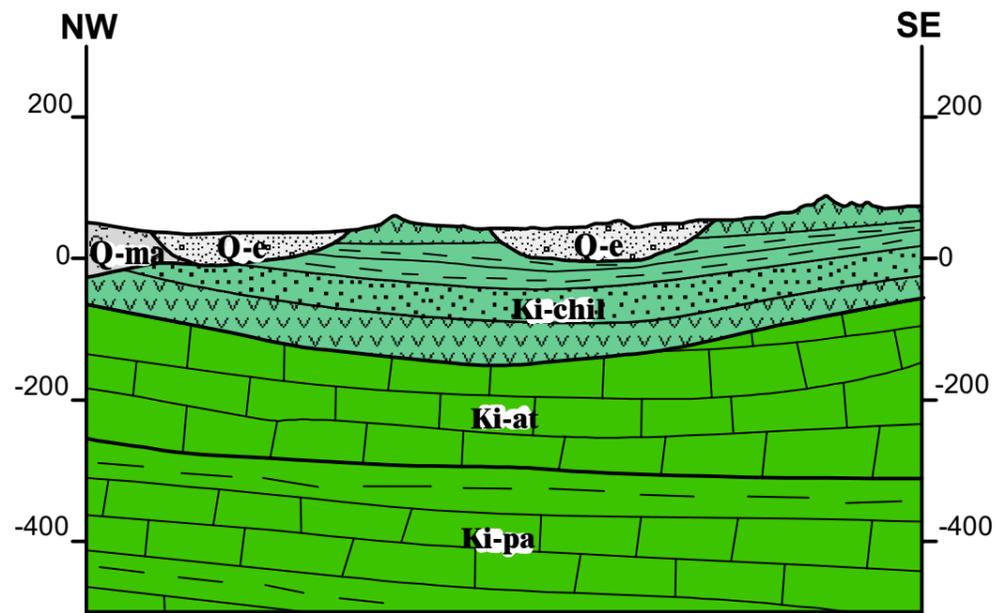
DIQUES	
	Dique Anular
	Dique Vesicular
	Dique Máfico



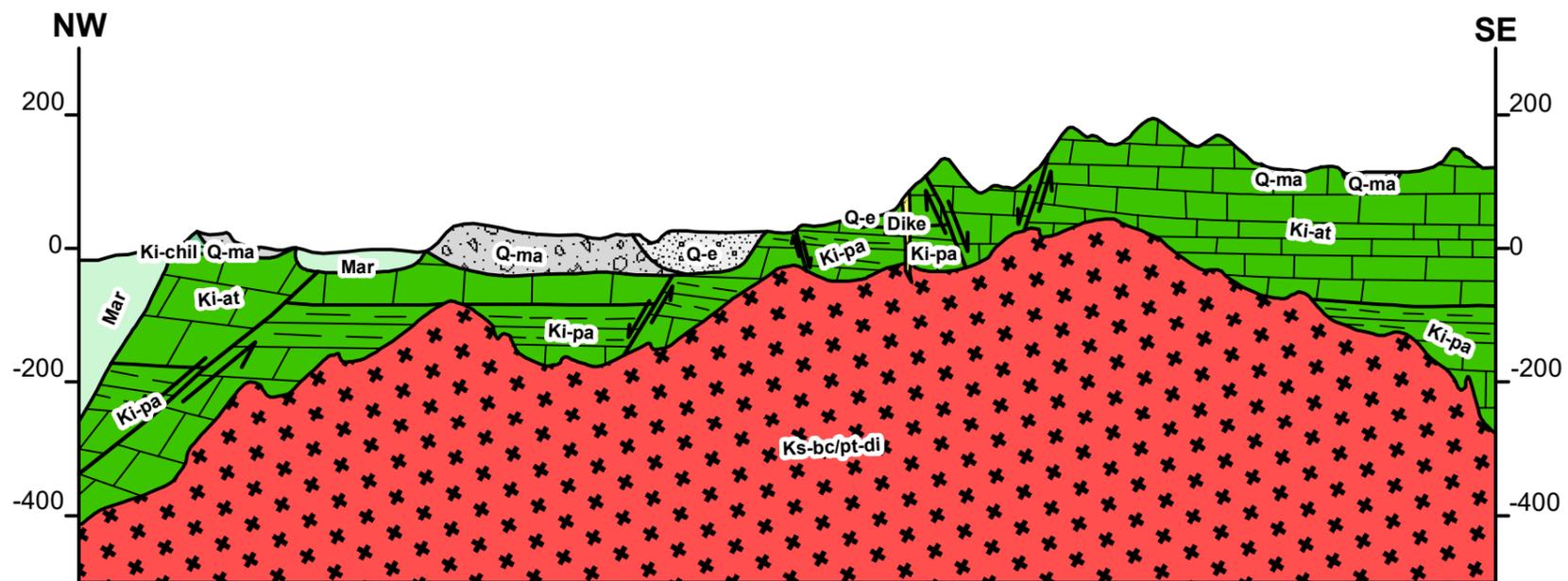
 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		 N° PLANO 05
TESIS: Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°.		
TESISTA: Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo		
ASESOR: Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani		
PLANO: Muestreo	ESCALA: 1:20000	Cajamarca, Abril del 2021

EON	ERA	SISTEMA	SERIE	PISO	GRUPO	FORMACIÓN	ZONA PALEONTOLOGICA	EVENTOS TECTONICOS Y DEPOSICIONALES	LITOLOGIA	DESCRIPCION		
FANEROZOICO	MESOZOICO	CRETACEO	CRETACEO INFERIOR	NEOCOMIANO	LIMA	Chilca	Venezoliceras sp. Parahoplites nicholsoni ?	Entensión y volcanismo regional en el Arco Volcánico Fase Mochica		Derrames piroclásticos submarinos		
							Parahoplites nicholsoni ?					
							Toucasia carinata					
						Atocongo	Astieridiscus cf. model	Entensión y Amplia Deposición Subacuática en el Arco Volcánico	Calizas mudstone			
							Stylina columbaris n. sp.					
						Pamplona	Acantodiscus radiatus	Deposición en Talud y Plataforma de Carbonatos Lodolitas y Evaporitas Deposición Episódica en el Arco Volcánico	Secuencia vulca-sedimentaria (secuencias calcáreas y pelíticas)			
										Lurin	Olcostephanus ef. asterianus	Subducción de fractura oceánica y subducción

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
TESIS: Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°.	N° PLANO 06	
TESISTA: Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo		
ASESOR: Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani		
PLANO: Columna Estratigráfica	Cajamarca, Abril del 2021	



 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°	
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	NE1
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani	
ESCALA H:	1:20000	ESCALA V: 1:10000
Cajamarca, Abril del 2021		

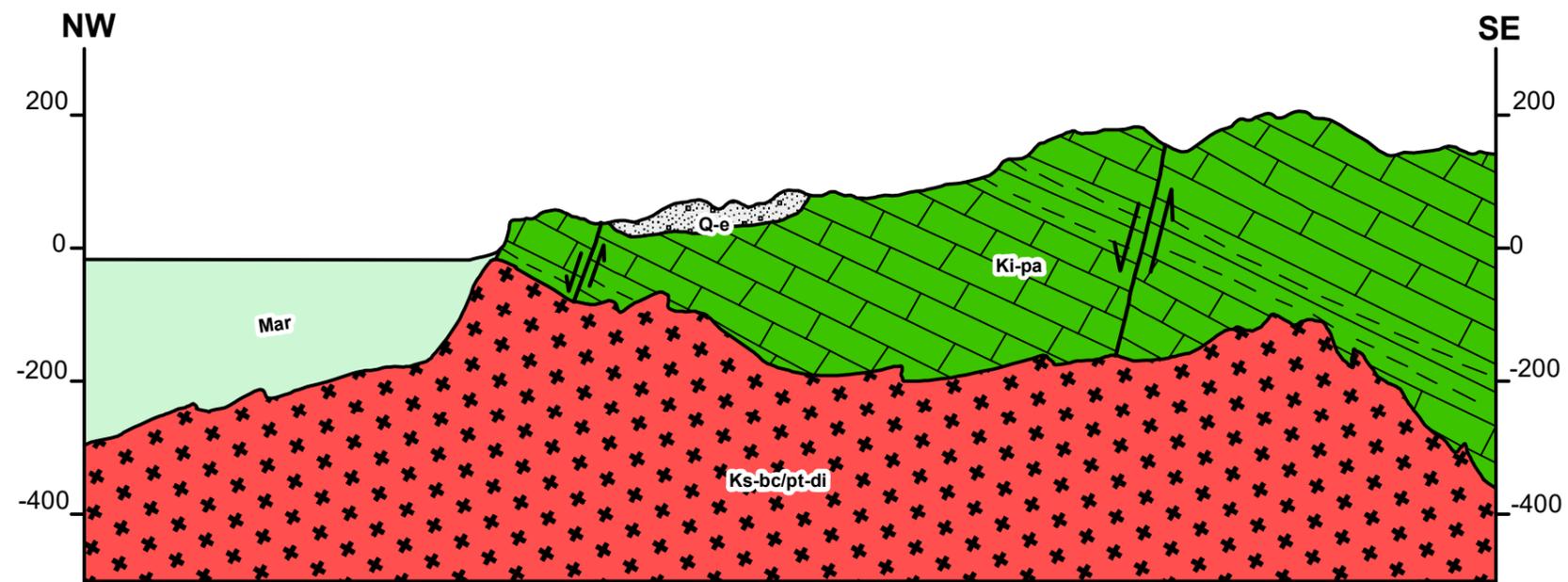


Geología	
	Depósitos eólicos
	Depósitos marinos
	Batolito de la costa/superunidad
	Formación Chilca
	Formación Atocongo
	Formación Pamplona

LEYENDA	
	Falla
	Mar

0 240 480 960 Metros
 Coordinate Systems: WGS 1984 UTM Zone 18S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA		
FACULTAD DE INGENIERÍA		
Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°	
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	N° PERFIL NE2
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani	
ESCALA H:	1:20000	ESCALA V: 1:10000
Cajamarca, Abril del 2021		



Geología	
	Depósitos eólicos
	Batolito de la costa/superunidad
	Formación Pamplona

LEYENDA	
	Falla
	Mar

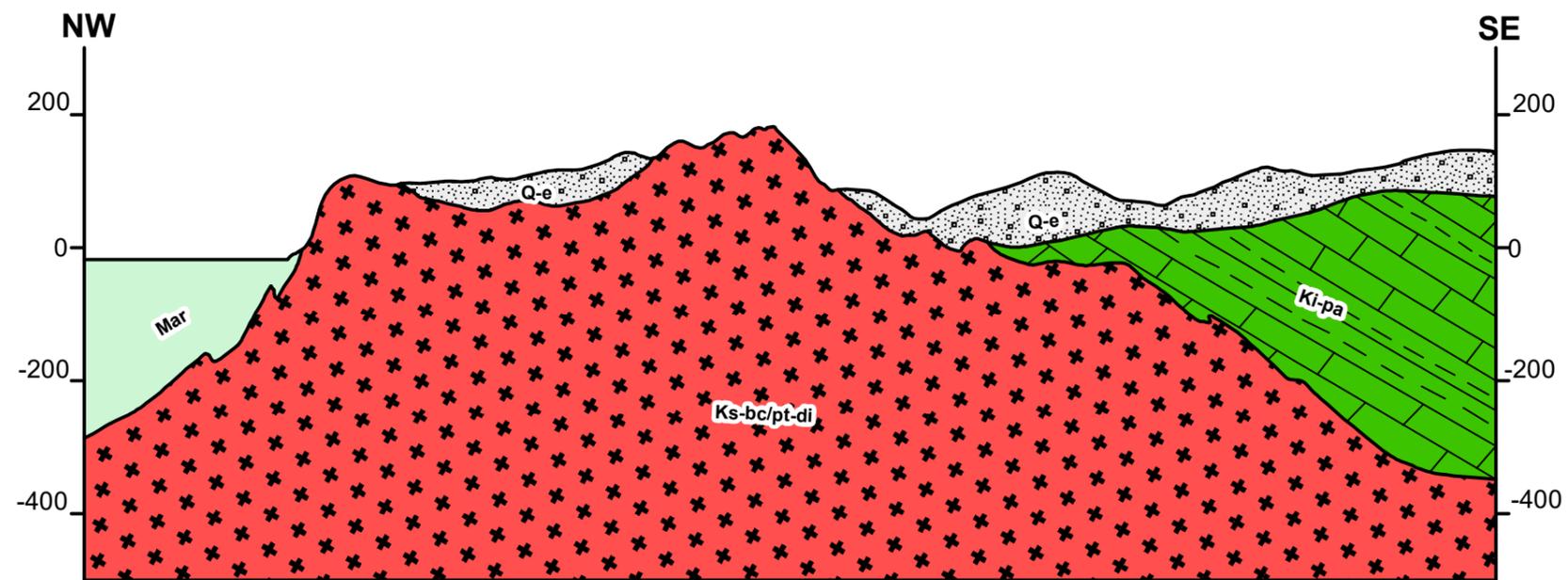
0 240 480 960 Metros

 Coordinate Systems: WGS 1984 UTM Zone 18S

 Projection: Transverse Mercator

 Datum: WGS 1984

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA		FACULTAD DE INGENIERÍA
Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°	
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani	
ESCALA H: 1:20000	ESCALA V: 1:10000	Cajamarca, Abril del 2021
		Nº PERFIL NE3



Geología	
	Depósitos eólicos
	Batolito de la costa/superunidad
	Formación Pamplona

LEYENDA	
	Mar

0 240 480 960 Metros

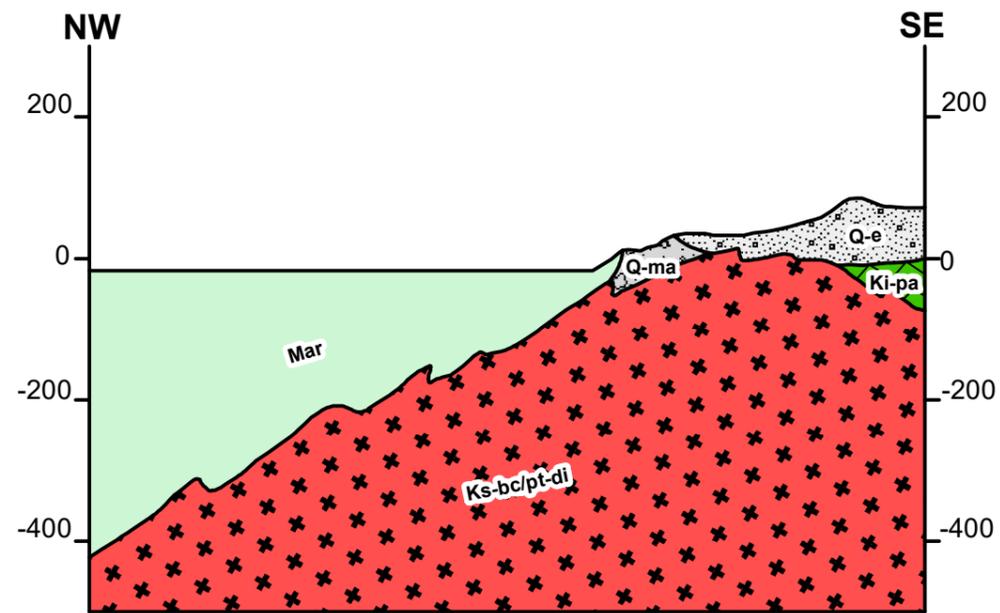
 Coordinate Systems: WGS 1984 UTM Zone 18S

 Projection: Transverse Mercator

 Datum: WGS 1984

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA		FACULTAD DE INGENIERÍA
Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°	
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani	
ESCALA H:	1:20000	ESCALA V: 1:10000
		Cajamarca, Abril del 2021

Nº PERFIL **NE4**



Geología	
	Depósitos eólicos
	Depósitos marinos
	Batolito de la costa/superunidad
	Formación Pamplona

LEYENDA	
	Mar

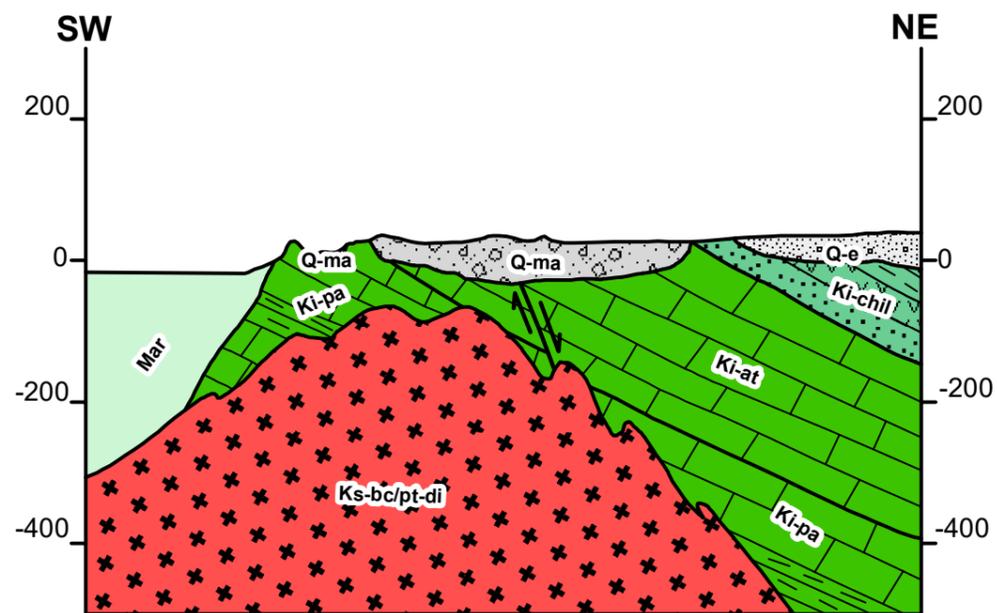
0 240 480 960 Metros

 Coordinate Systems: WGS 1984 UTM Zone 18S

 Projection: Transverse Mercator

 Datum: WGS 1984

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA		
FACULTAD DE INGENIERÍA		
Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°	
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani	
ESCALA H:	1:20000	ESCALA V: 1:10000
		Cajamarca, Abril del 2021
		Nº PERFIL NE5



Geología	
	Depósitos eólicos
	Depósitos marinos
	Batolito de la costa/superunidad
	Formación Chilca
	Formación Atocongo
	Formación Pamplona

LEYENDA	
	Falla
	Mar

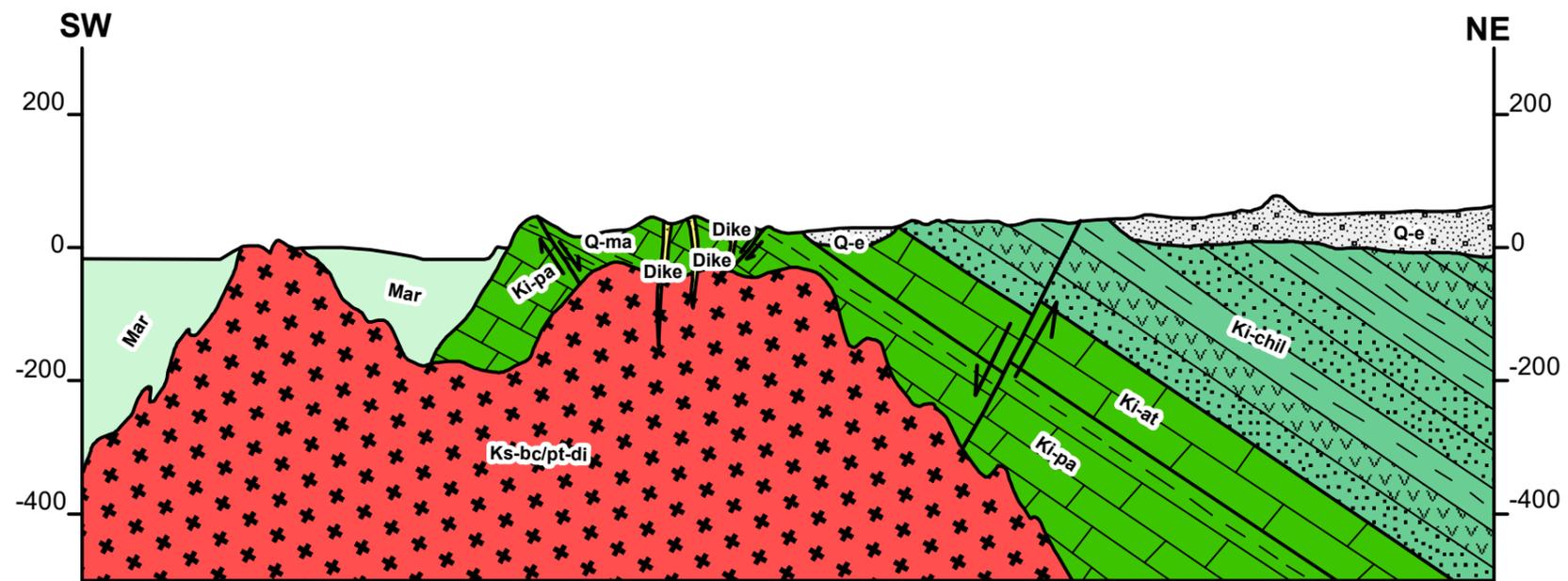
0 240 480 960 Metros

 Coordinate Systems: WGS 1984 UTM Zone 18S

 Projection: Transverse Mercator

 Datum: WGS 1984

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		 SE1
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°	
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	SE1
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani	
ESCALA H:	1:20000	ESCALA V: 1:10000
Cajamarca, Abril del 2021		

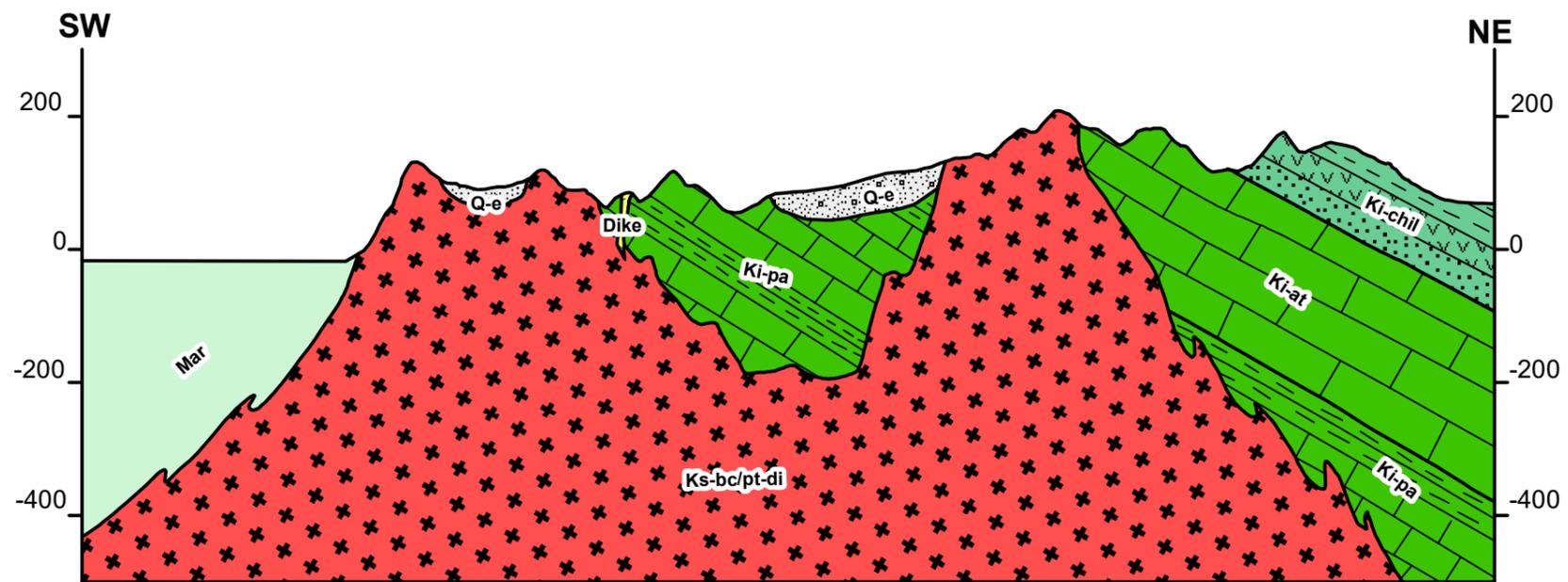


Geología	
	Depósitos eólicos
	Depósitos marinos
	Diques Basalto-Andesíticos
	Batolito de la costa/superunidad
	Formación Chilca
	Formación Atocongo
	Formación Pamplona

LEYENDA	
	Falla
	Mar

0 240 480 960 Metros
 Coordinate Systems: WGS 1984 UTM Zone 18S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA		
FACULTAD DE INGENIERÍA		
Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°	
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	N° PERFIL SE2
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani	
ESCALA H:	1:20000	ESCALA V: 1:10000
Cajamarca, Abril del 2021		



Geología	
	Depósitos eólicos
	Diques Basalto-Andesíticos
	Batolito de la costa/superunidad
	Formación Chilca
	Formación Atocongo
	Formación Pamplona

LEYENDA	
	Mar

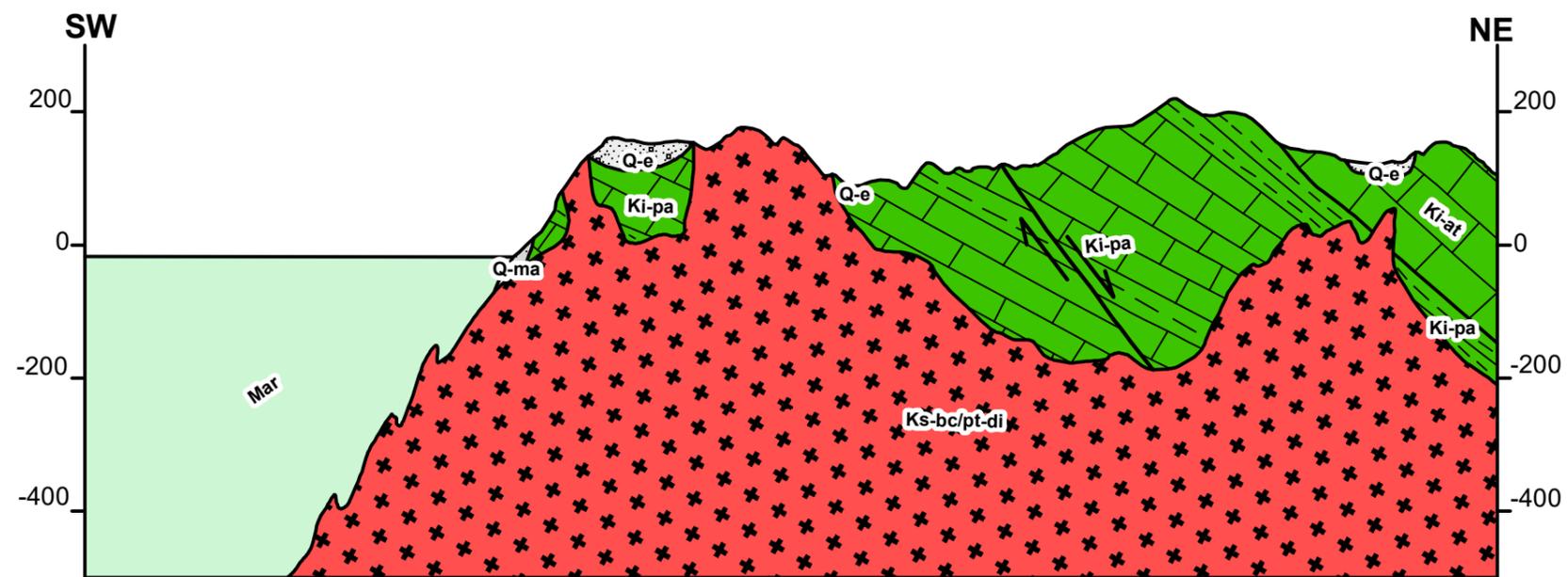
0 240 480 960 Metros

 Coordinate Systems: WGS 1984 UTM Zone 18S

 Projection: Transverse Mercator

 Datum: WGS 1984

UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		 SE3
TESIS: Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°		
TESISTA: Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo		Nº PERFIL
ASESOR: Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani		
ESCALA H: 1:20000	ESCALA V: 1:10000	Cajamarca, Abril del 2021

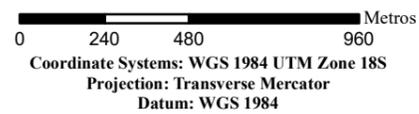
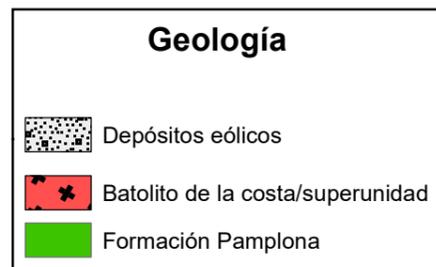
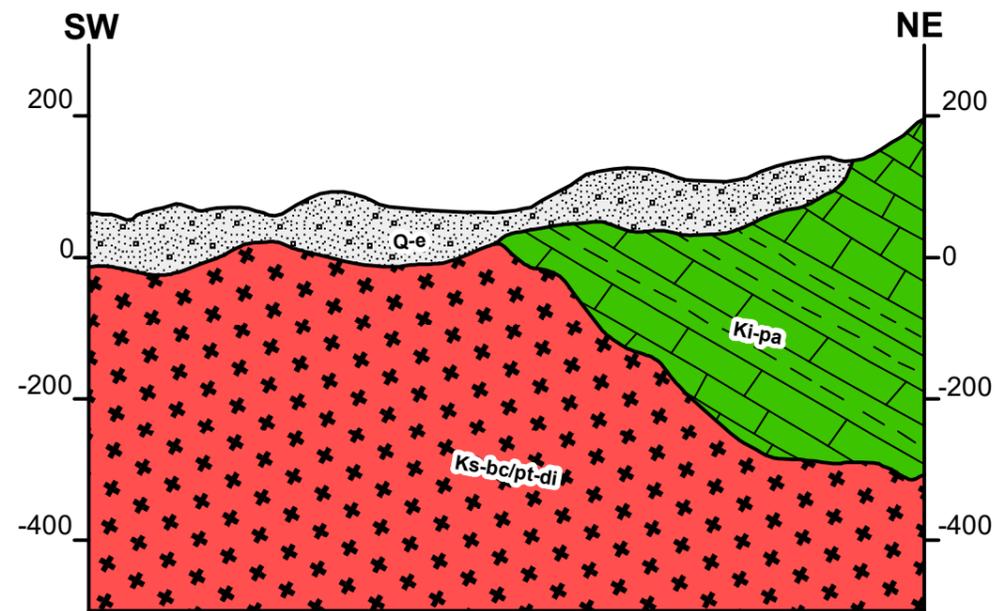


Geología	
	Depósitos eólicos
	Batolito de la costa/superunidad
	Formación Atocongo
	Formación Pamplona

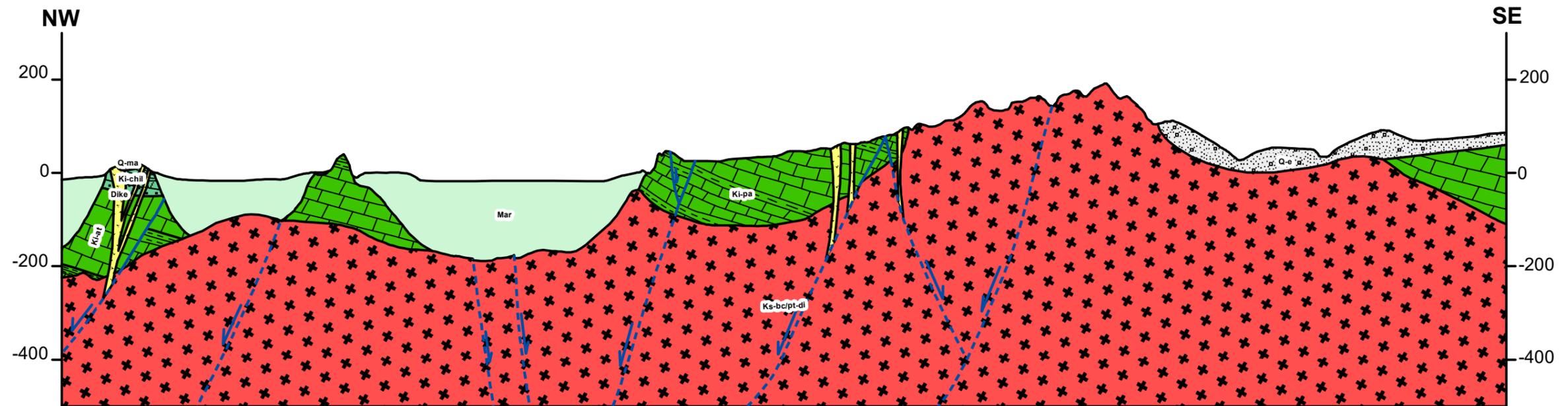
LEYENDA	
	Falla
	Mar

0 240 480 960 Metros
 Coordinate Systems: WGS 1984 UTM Zone 18S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°	
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	SE4
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani	
ESCALA H:	1:20000	ESCALA V: 1:10000
Cajamarca, Abril del 2021		



 UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA FACULTAD DE INGENIERÍA Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica		
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°	
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	Nº PERFIL SE5
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani	
ESCALA H:	1:20000	ESCALA V: 1:10000 Cajamarca, Abril del 2021



Geología	
	Mar
	Depósitos eólicos
	Depósitos marinos
	Diques Basalto-Andesíticos
	Batolito de la costa/superunidad
	Formación Chilca
	Formación Atocongo
	Formación Pamplona

LEYENDA	
	Falla

0 250 500 1,000 Metros
 Coordinate Systems: WGS 1984 UTM Zone 18S
 Projection: Transverse Mercator
 Datum: WGS 1984

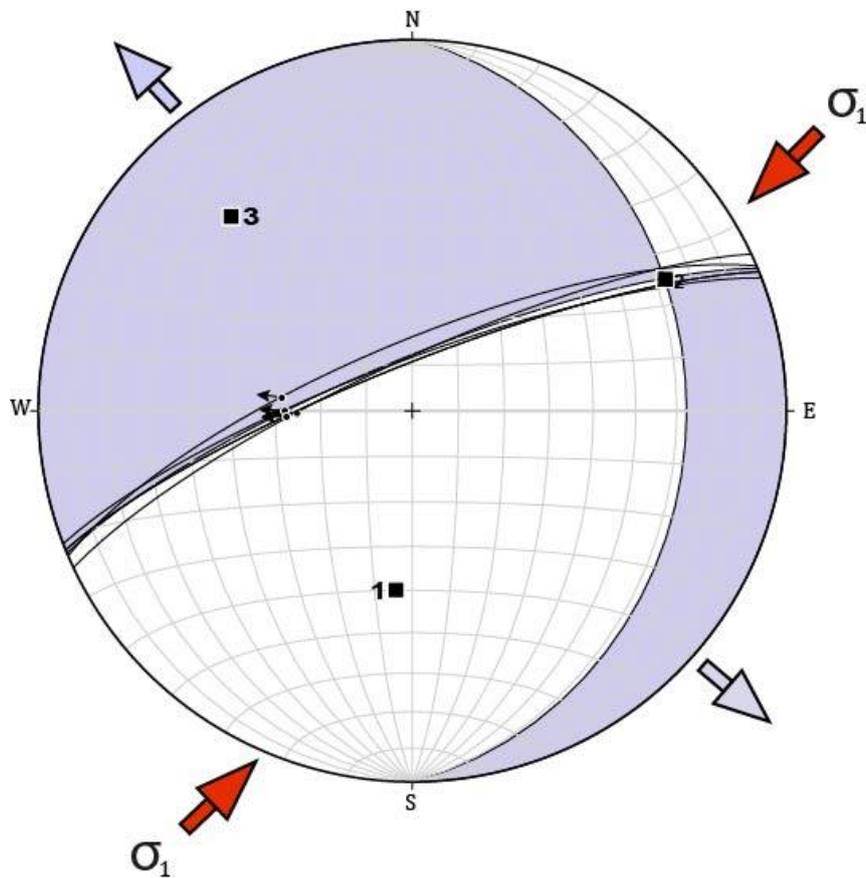
UNIVERSIDAD NACIONAL DE CAJAMARCA		FACULTAD DE INGENIERÍA	
Escuela Académico Profesional De Ingeniería Geológica			
TESIS:	Geología estructural y su relación con el emplazamiento de cuerpos intrusivos aflorantes en el litoral marino al sur de Lima entre los paralelos S1233° - S1247°		
TESISTA:	Bach. Marco Aurelio Leiva saucedo	N° PERFIL	R1
ASESOR:	Dr. Crispín Zenón Quispe Mamani		
ESCALA H:	1:20000	ESCALA V:	1:10000
Cajamarca, Abril del 2021			

ANEXO D

ESTACIONES ESTRUCTURALES

Estación 1

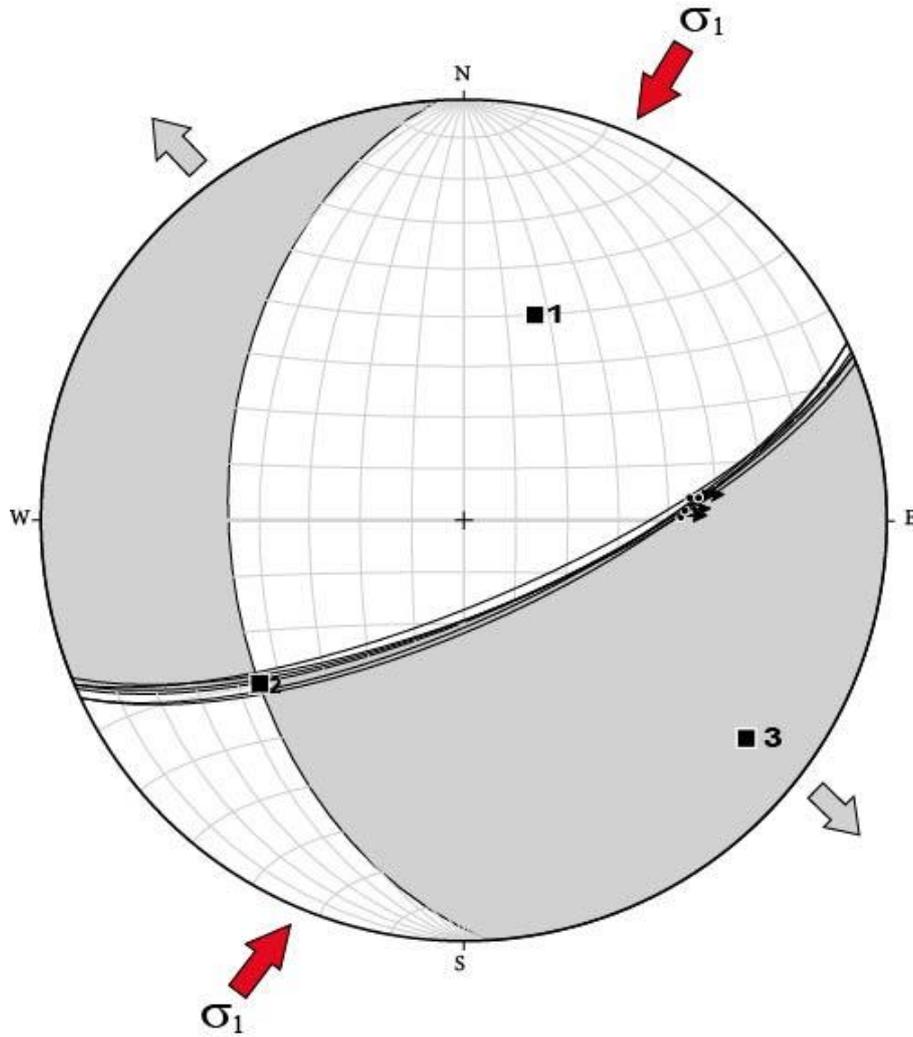
Número de Estría	Azimut	Buzamiento	Pitch	Cinemática
Estría 1	N 247	75 NW	65 N	NxSx
Estría 2	N 248	80 NW	64 N	NxSx
Estría 3	N 245	79 NW	67 N	NxSx
Estría 4	N 249	79 NW	64 N	NxSx
Estría 5	N 248	80 NW	64 N	NxSx



Sigma	Trend	Cabeceo	Régimen
σ_1	185.4	50.1	TRANSTENSIVO
σ_2	62.1	24.7	
σ_3	317.2	29.2	

Estación 2

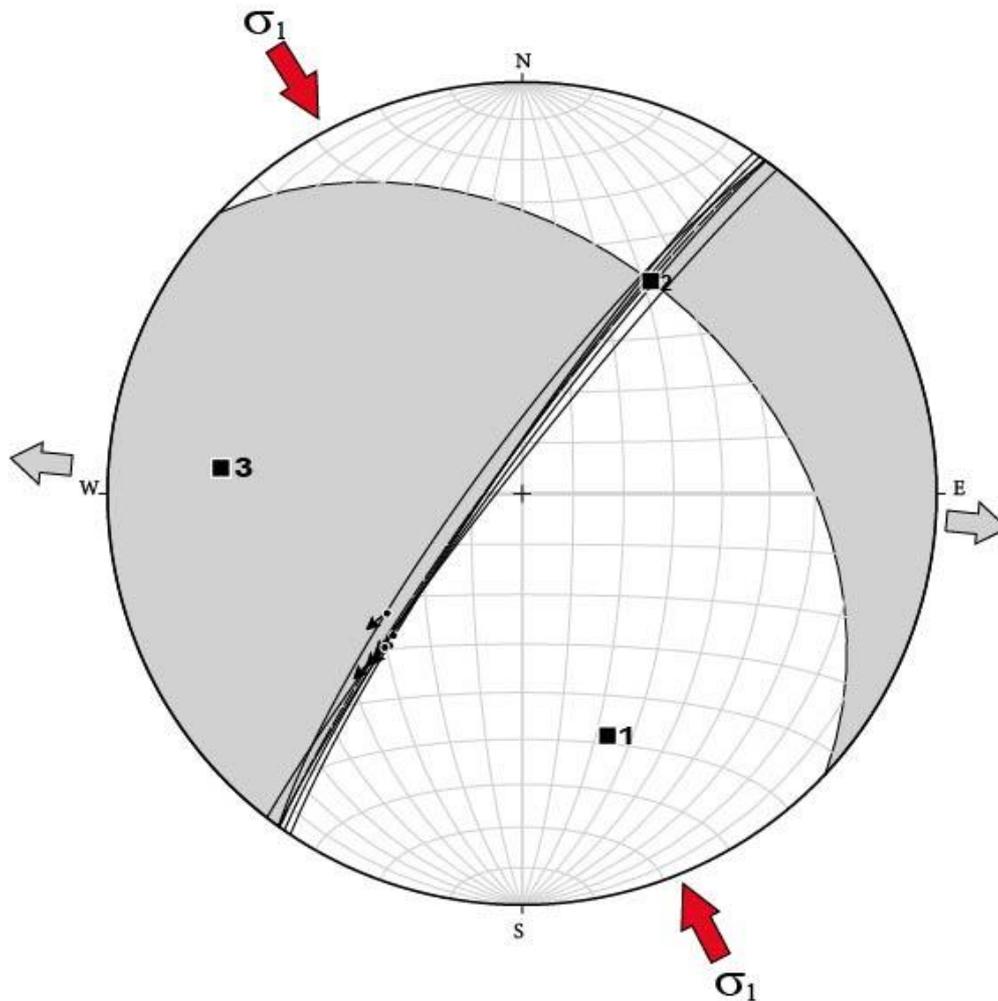
Número de Estría	Azimut	Buzamiento	Pitch	Cinemática
Estría 1	N 65	70 SE	52 S	NxSx
Estría 2	N 68	72 SE	51 S	NxSx
Estría 3	N 67	74 SE	48 S	NxSx
Estría 4	N 67	72 SE	50 S	NxSx
Estría 5	N 65	71 SE	47 S	NxSx



Sigma	Trend	Cabeceo	Régimen
σ_1	18.7	47.1	TRANSTENSIVO
σ_2	231.5	38	
σ_3	127.8	16.9	

ESTACIÓN 3

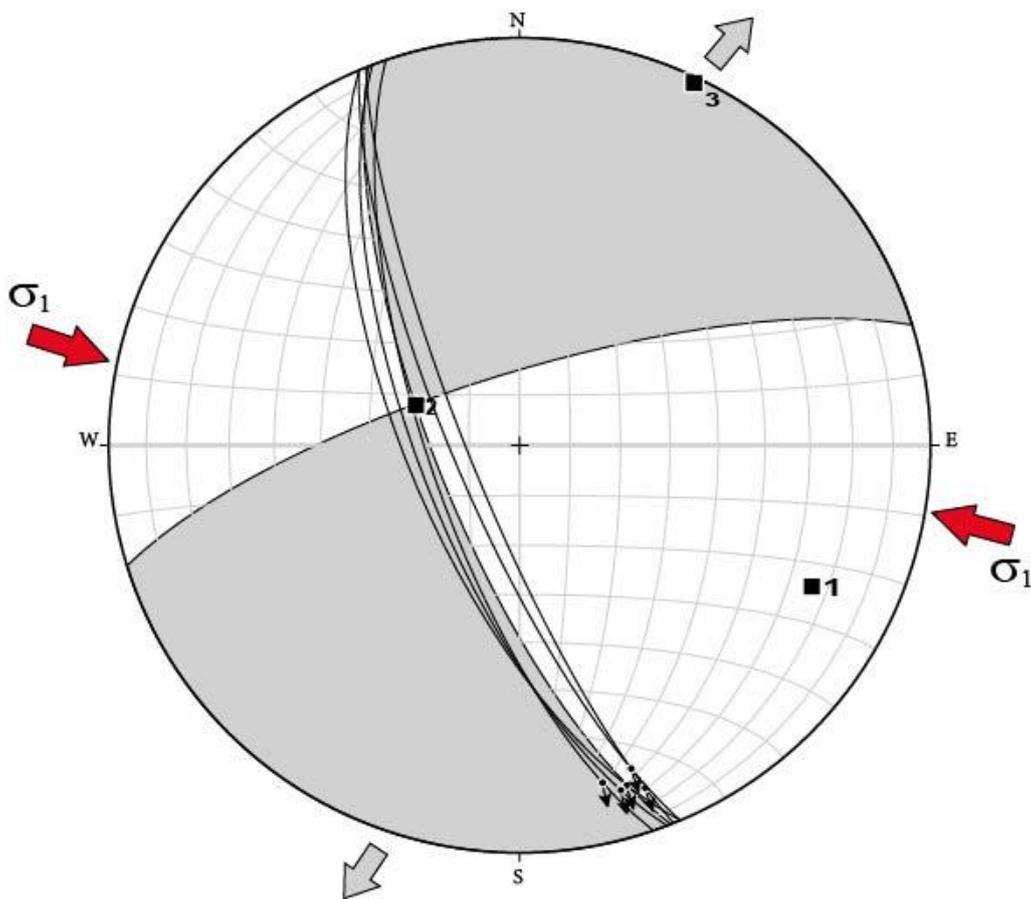
Número de Estría	Azimut	Buzamiento	Pitch	Cinemática
Estría 1	N 218	86 NW	45 E	SxNx
Estría 2	N 214	84 NW	50 E	SxNx
Estría 3	N 216	81 NW	55 E	SxNx
Estría 4	N 216	85 NW	52 E	SxNx
Estría 5	N 215	84 NW	49 E	SxNx



Sigma	Trend	Cabeceo	Régimen
σ_1	160.8	37.9	TRANSTENSIVO
σ_2	30.8	39.6	
σ_3	275	27.7	

ESTACIÓN 4

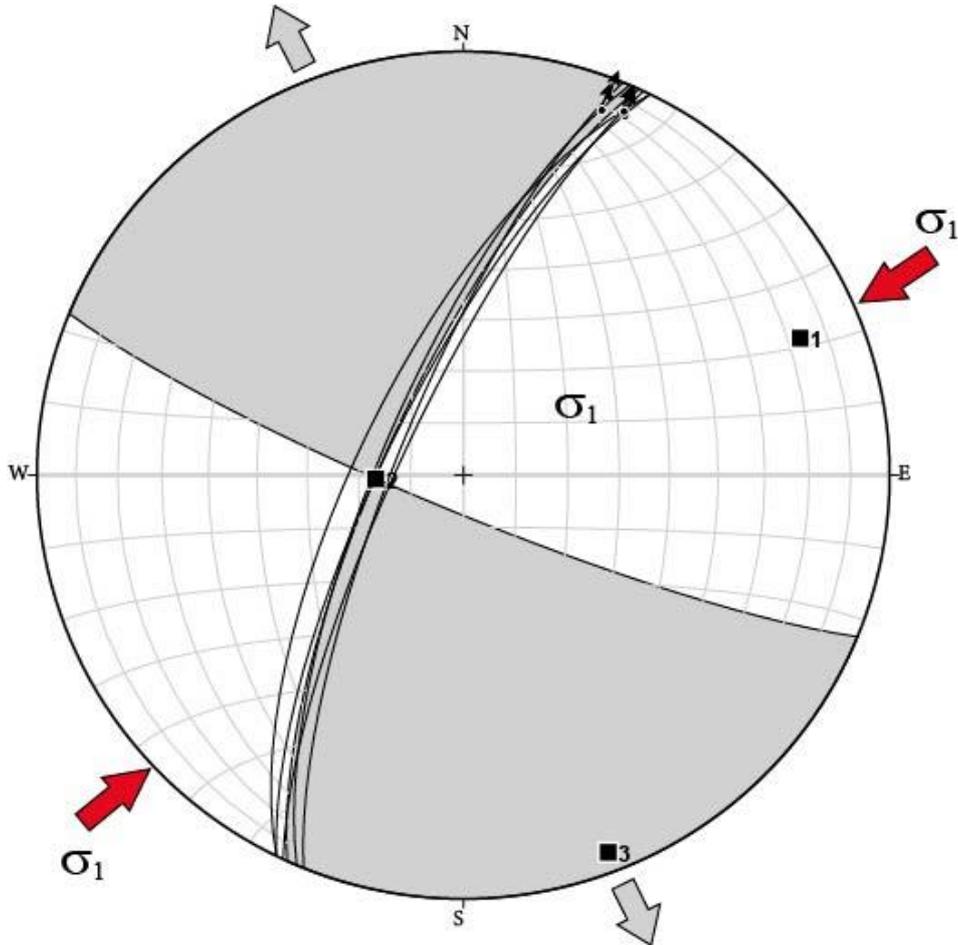
Número de Estría	Azimut	Buzamiento	Pitch	Cinemática
Estría 1	N 158	80 SW	12 W	SxNx
Estría 2	N 161	72 SW	17 W	SxNx
Estría 3	N 157	68 SW	15 W	SxNx
Estría 4	N 157	77 SW	18 W	SxNx
Estría 5	N 159	70 SW	14 W	SxNx



Sigma	Trend	Cabeceo	Régimen
σ_1	115.9	22.3	TRANSTENSIVO
σ_2	291.7	67.7	
σ_3	25.3	1.5	

ESTACIÓN 5

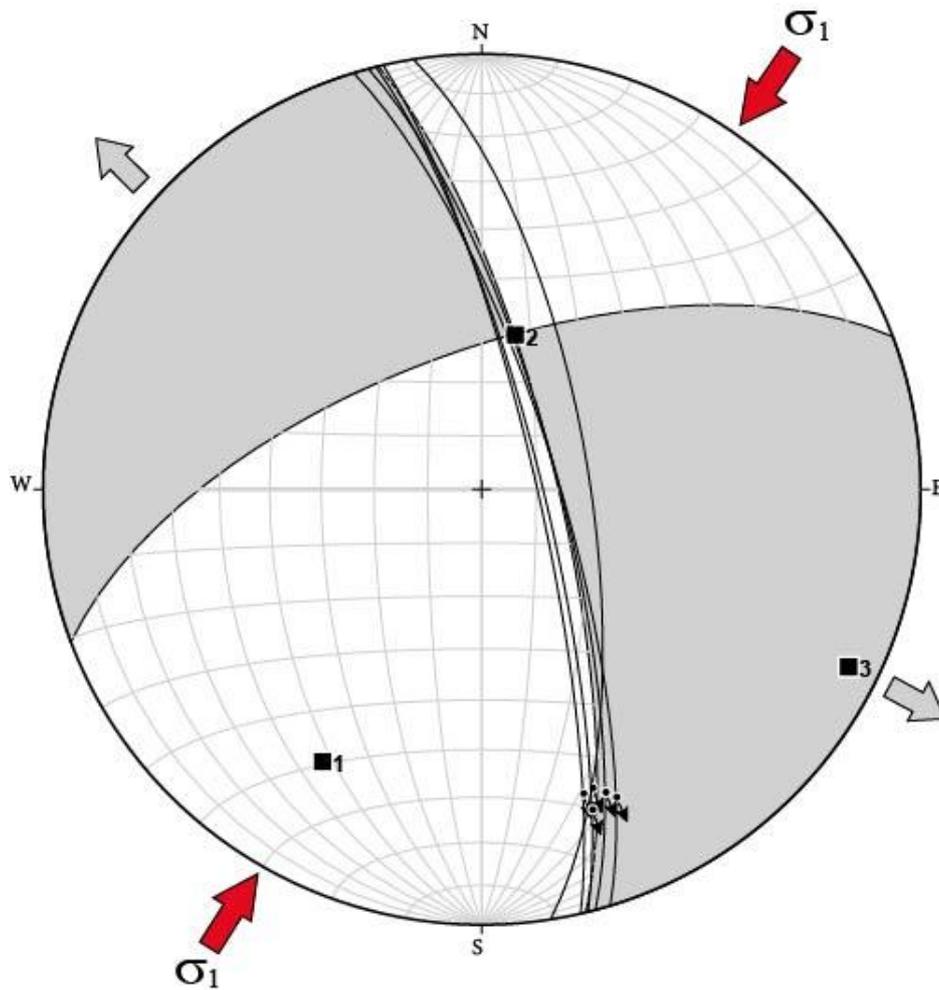
Número de Estría	Azimut	Buzamiento	Pitch	Cinemática
Estría 1	N 202	77 NW	5 W	DxNx
Estría 2	N 206	70 NW	8 W	DxNx
Estría 3	N 203	74 NW	9 W	DxNx
Estría 4	N 206	75 NW	8 W	DxNx
Estría 5	N 205	78 NW	7 W	DxNx



Sigma	Trend	Cabeceo	Régimen
σ_1	67.6	18.9	TRANSTENSIVO
σ_2	268	73.1	
σ_3	159.2	5.6	

ESTACIÓN 6

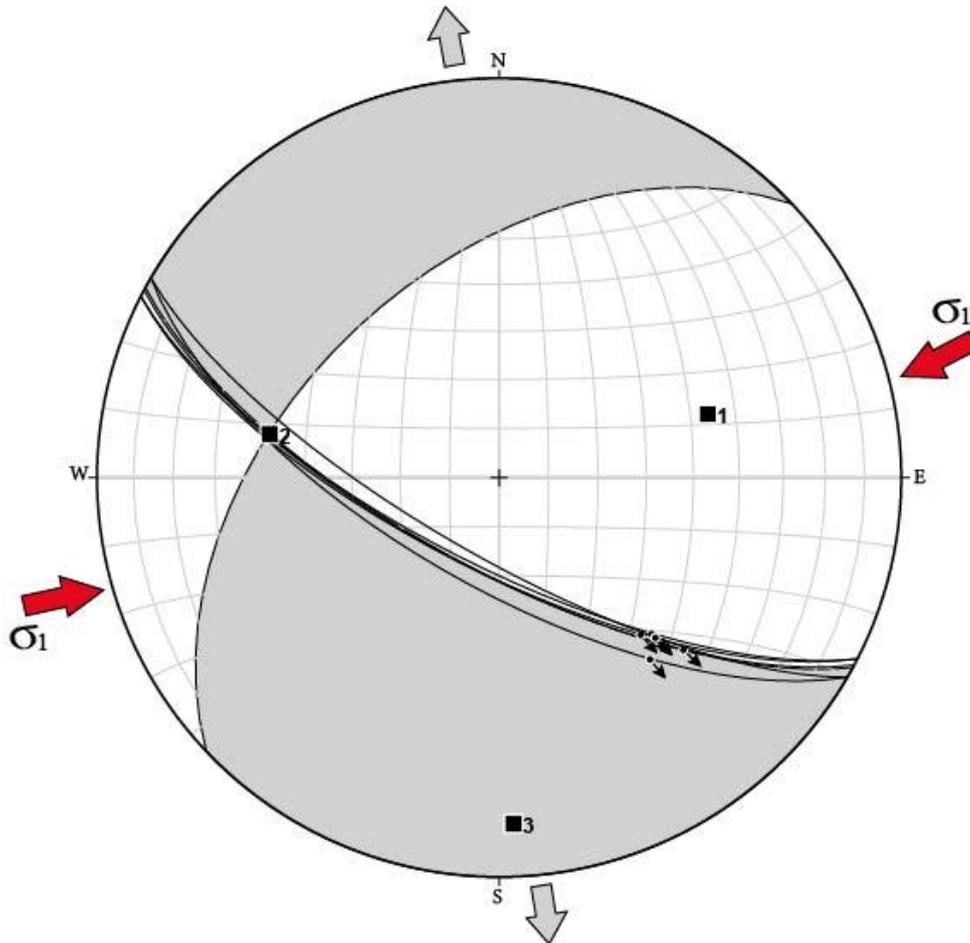
Número de Estría	Azimut	Buzamiento	Pitch	Cinemática
Estría 1	N 347	80 NE	28 E	DxNx
Estría 2	N 351	70 NE	30 E	DxNx
Estría 3	N 343	76 NE	25 E	DxNx
Estría 4	N 345	76 NE	27 E	DxNx
Estría 5	N 346	79 NE	24 E	DxNx



Sigma	Trend	Cabeceo	Régimen
σ_1	210.4	28.5	TRANSTENSIVO
σ_2	11.7	60.1	
σ_3	116	8.1	

ESTACIÓN 7

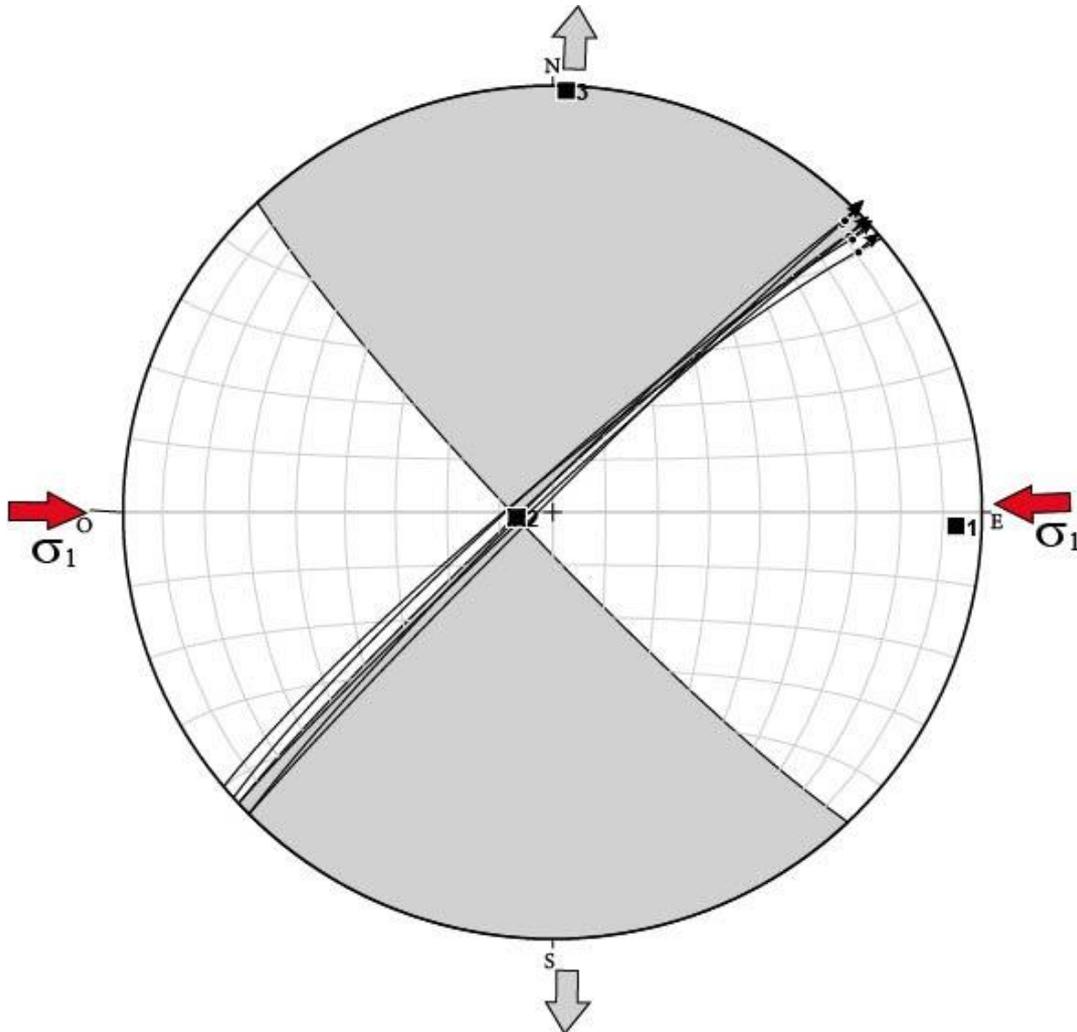
Número de Estría	Azimut	Buzamiento	Pitch	Cinemática
Estría 1	N 118	71 SW	40 E	NxSx
Estría 2	N 120	68 SW	45 E	NxSx
Estría 3	N 117	71 SW	50 E	NxSx
Estría 4	N 117	72 SW	48 E	NxSx
Estría 5	N 120	74 SW+	46 E	NxSx



Sigma	Trend	Cabeceo	Régimen
σ_1	72.7	45	TRANSTENSIVO
σ_2	281	41.3	
σ_3	177.8	14.6	

ESTACIÓN 8

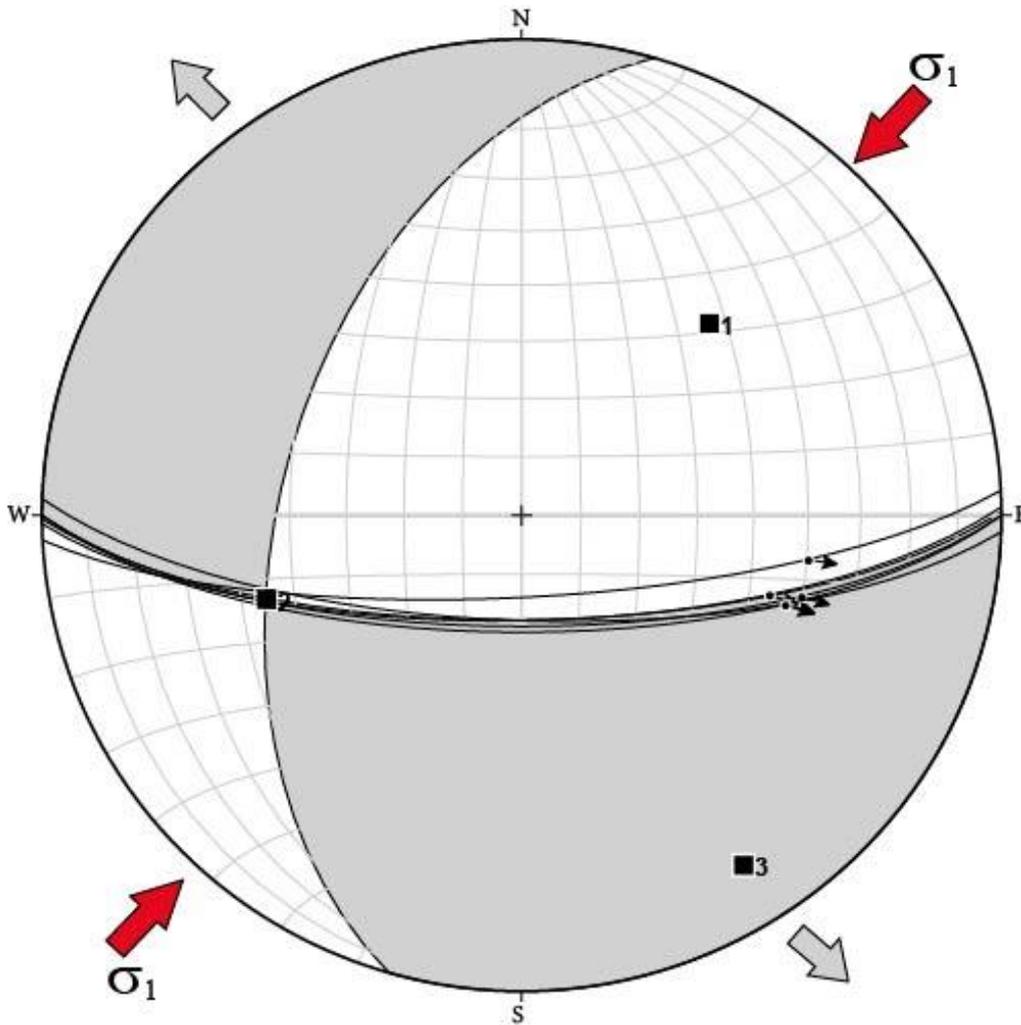
Número de Estría	Azimut	Buzamiento	Pitch	Cinemática
Estría 1	N 225	88 NO	5 O	DxNx
Estría 2	N 227	87 NO	6 O	DxNx
Estría 3	N 225	86 NO	4 O	DxNx
Estría 4	N 230	84 NO	7 O	DxNx
Estría 5	N 228	84 NO	6 O	DxNx



Sigma	Trend	Cabeceo	Régimen
σ_1	91.8	1	TRANSTENSIVO
σ_2	263.4	83	
σ_3	1.7	1	

ESTACIÓN 9

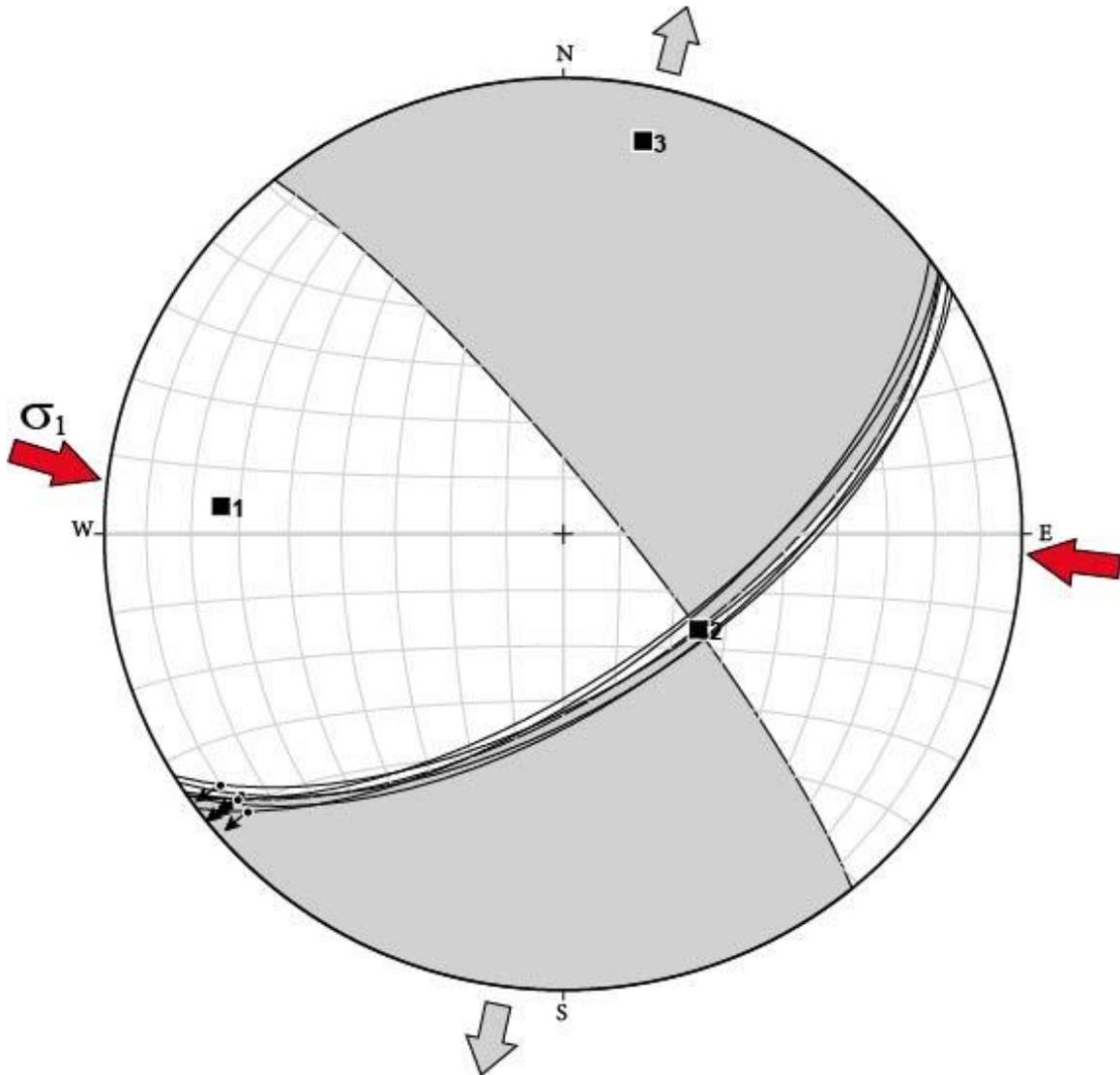
Número de Estría	Azimet	Buzamiento	Pitch	Cinemática
Estría 1	N 89	72 SE	48 E	NxSx
Estría 2	N 92	72 SO	44 E	NxSx
Estría 3	N 87	76 SE	41 E	NxSx
Estría 4	N 90	71 SE	42 E	NxSx
Estría 5	N 90	70 SE	45 E	NxSx



Sigma	Trend	Cabeceo	Régimen
σ_1	43.8	43.2	TRANSTENSIVO
σ_2	251.9	43.2	
σ_3	147.9	14.5	

ESTACIÓN 10

Número de Estría	Azimut	Buzamiento	Pitch	Cinemática
Estría 1	N 55	60 SE	8 O	DxNx
Estría 2	N 57	60 SE	12 O	DxNx
Estría 3	N 58	62 SE	9 O	DxNx
Estría 4	N 55	65 SE	10 O	DxNx
Estría 5	N 53	64 SE	10 O	DxNx



Sigma	Trend	Cabeceo	Régimen
σ_1	274.8	25.9	TRANSTENSIVO
σ_2	125.3	60.6	
σ_3	11.2	12.9	

ANEXO E

REPORTE MICROSCÓPICO

Código de muestra: SB-01	Este: 306930	Norte: 8627968	Cota: 5 m
	Clasificación: Caliza Mudstone	Textura: Química	Alteración: -
Minerales	Abundantes: CBsI		Realizado por: Kevin Gómez
	Intermedios: -		
	Escasos: cz, OXsFe, py, C _{org} , jar, CBsII		Revisado por:



Foto SB-01_1.- Superficie de corte de muestra de mano de color negro, correspondiente a una caliza tipo mudstone. Bajo la lupa, se observan agregados dispersos de formas redondeadas de posible carbón? También se observa venillas delgadas de calcita atravesando la muestra.

Descripción

La muestra corresponde a una caliza mudstone, de textura de precipitación química (Foto SB-01_1). La caliza está compuesta principalmente por carbonatos en granos de tamaño decamicrométrico a micrométrico (Foto SB-01_2 y 3).

Ocasionalmente, fragmentos de cuarzo decamicrométrico se presentan dentro de la masa de carbonatos.

Esporádicamente, la muestra presenta moldes de bioclastos: algunos tienen formas alargadas y tienen un tamaño milimétrico, otras tienen formas redondeadas y son de tamaño decamicrométrico (Foto SB-01_2). Posiblemente, los moldes de bioclastos provienen de gasterópodos.

Numerosas venillas de carbonatos de grosor decamicrométrico a micrométrico (Foto SB-01_3) cortan la muestra. Por lo general, en las venillas también ocurren óxidos de hierro y jarosita micrométrica.

La pirita ocurre diseminada por toda la muestra en granos de tamaño micrométrico.

El carbón o materia orgánica, ocurre en agregados oscuros de forma redondeada o irregular (Foto SB-01_3).

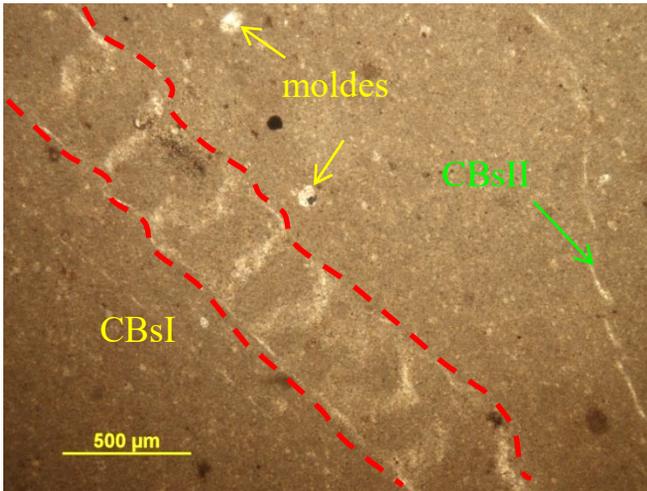


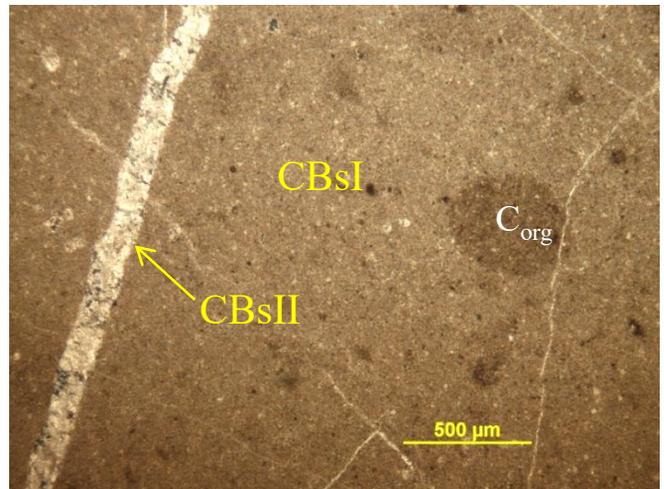
Foto SB-01_2.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nicoles cruzados. Las líneas punteadas rojas señalan un molde micritizado alargado, dentro una masa de carbonatos de tamaño micrométrico a decamicrométrico (CBsI). El molde probablemente pertenezca a un gasterópodo.

También ocurren algunos moldes esparitizados más pequeños y de forma redondeada. A la derecha, se puede observar una venilla delgada de carbonatos (CBsII).

Foto SB-01_3.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nicoles cruzados. A la izquierda, señalada con una flecha amarilla, ocurre una venilla de grosor decamicrométrico compuesto por carbonatos (CBsII).

Al lado derecho, se encuentra un agregado redondeado de materia orgánica (C_{org}). De fondo se observan carbonatos de tamaño micrométrico (CBsI).

En la imagen también se observan otras venillas de un grosor mucho más fino que cortan a la muestra en varias direcciones.



REPORTE MICROSCÓPICO

Código de muestra: SB-02	Este: 306192	Norte: 8629697	Cota: 2 m
	Clasificación: Andesita	Textura: Glomeroporfídica	Alteración: Cloritización y carbonatización
Minerales	Abundantes: PLGsI, CLOs, PLGsII, LIMs		Realizado por: Kevin Gómez
	Intermedios: prh, OXsFe, ep, CBs		
	Escasos: ser, LCX, ab		Revisado por:



Foto SB-02_1 .- Muestra de mano de color pardo ligeramente rojizo, de textura glomeroporfídica, correspondiente a una andesita. La muestra está compuesta por fenocristales agrupados en agregados de color gris con tintes verdosos, indicando una posible cloritización en los fenocristales. También ocurren fenocristales de minerales ferromagnesianos de tonalidad parduzca, posiblemente limonitizados. La matriz es afanítica y tiene un color pardo con tintes rojizos, indicando una posible oxidación de los minerales.

Descripción

La muestra corresponde a una andesita, de textura glomeroporfídica (Foto SB-02_1), ligeramente magnética, y compuesta por fenocristales de plagioclasas agrupadas, euhedrales y de tamaño milimétrico a hectomicrométrico (Foto SB-02_2), moderadamente sericitizadas y cloritizadas, en algunas ocasiones albitizadas; también es común encontrar cristales reemplazados parcialmente por carbonatos o epidota. Cristales radiados hecto- a decamicrométricos de prehnita reemplazan a las plagioclasas (Foto SB-02_2). En la muestra también ocurren fenocristales relícticos de minerales primarios de titanio, los cuales son reemplazados por leucóxenos, limonitas y óxidos de hierro (Foto SB-02_3).

La matriz es abundante, de color pardo ligeramente rojizo y presenta vacuolas rellenas parcialmente por cloritas, carbonatos, sericita, epidota y prehnita (Foto SB-02_3). La matriz está compuesta por: microlitos de plagioclasas subhedrales de tamaño decamicrométrico, granos opacos micrométricos de limonitas y óxidos de hierro (Foto SB-02_3).

Es frecuente encontrar oquedades en la muestra tapizadas por óxidos de hierro y limonitas, posiblemente se trate de un relleno supérgeno, similar a la alteración presente en la matriz.

Foto SB-02_2.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa fenocristales de plagioclasas (PLGsl) agrupados, típico de una textura glomeroporfídica. También ocurre prehnita (prh) en cristales radiados y asociada a las plagioclasas. Los carbonatos (CBs) reemplazan parcialmente a las plagioclasas. La matriz (MX) está compuesta por microlitos de plagioclasas y minerales opacos, posiblemente limonitas y leucoxenos.

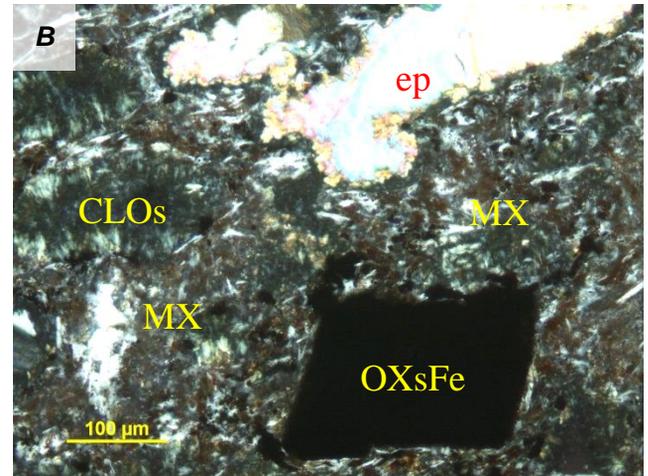
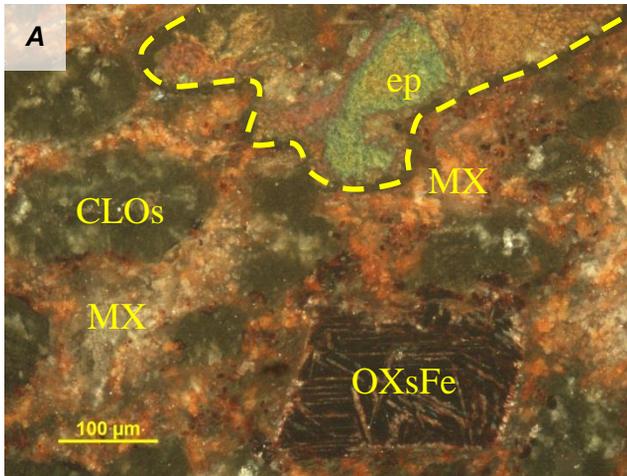
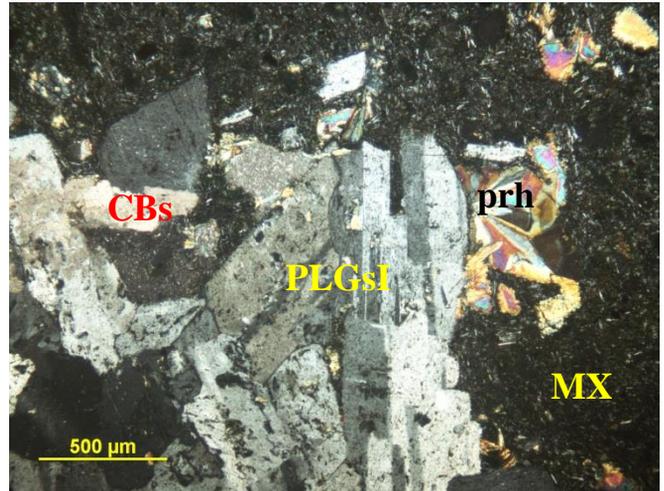


Foto SB-02_3.- **A.** Fotomicrografía tomada en luz reflejada y nícoles cruzados. Se observa que la matriz (MX) presenta vacuolas rellenas con cloritas (CLOs) y en algunas ocasiones, epidota (ep). La matriz (MX) está compuesta por limonitas, óxidos de hierro y microlitos de plagioclasas. También se observa un relicto de mineral primario de titanio reemplazado por óxidos de hierro (OXsFe) y leucoxenos. **B.** Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se puede distinguir la presencia de cristales alargados de plagioclasas en la matriz.

REPORTE MICROSCÓPICO

Código de muestra: SB-03	Este: 306528	Norte: 8626600	Cota: 81 m
	Clasificación: Monzodiorita	Textura: Fanerítica	Alteración: Sericitización y cloritización
Minerales	Abundantes: PLGs, ANFs, FPKs		Realizado por: Merly Morales
	Intermedios: ser, CLOs, cz, CBs, prh, CANFs		
	Escasos: OPs, efn, ep, LCX		Revisado por:



Foto SB-03_1 .- Superficie de cara de corte de la muestra de mano, de tonalidad verdosa y textura fanerítica. Compuesta por plagioclasa de tamaño sub- a milimétrico, euhedrales a subhedrales, siendo alteradas a sericita. Bajo la lupa, se observa cristales anhedrales de tonalidades negruzcas posibles magnetitas, presenta zonas de tonalidad rosada de posibles feldespatos potásicos (flechas rojas). La muestra corresponde a una roca aparentemente monzodiorítica.

Descripción

La muestra corresponde a una monzodiorita de textura fanerítica (Foto SB-03_1). Compuesta principalmente por cristales de tamaños submilimétricos a hectomicrométricos (seriados), eu- a subhedrales y maclados de plagioclasas, y en menor proporción, cristales anhedrales de anfíbol, de feldespato potásico y de cuarzo con formas muy irregulares de tamaño deca- a hectomicrométricos.

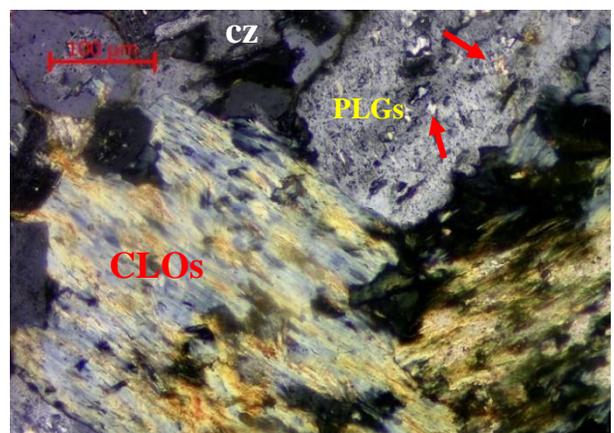
En algunos cristales de plagioclasas se observan bordes recrystalizados y desmezcla (textura perítica) de feldespato potásico (Foto SB-03_5). También, se observa textura gráfica representada por cristales de cuarzo sobre cristales de feldespato (Foto SB-03_5).

Intergranular a los minerales primarios, se observa: agregados deca- a hectomicrométricos de cloritas (Foto SB-03_2), cristales de carbonatos con clinofanfóles asociados, cristales cúbicos de minerales opacos (posible magnetita) y presencia de prehnita en agregados hectomicrométricos subradiados (Fotos SB-03_4).

La alteración principal que muestra la roca es la sericitización (Foto SB-03_3), pseudomorfozando a la plagioclasas. Las cloritas y carbonatos ocurren en toda la muestra, alterando a minerales primarios. La débil saussuritización se ve representada por el reemplazamiento de plagioclasas por cristales decamicrométricos de epidota.

La esfena y leucóxenos, minerales escasos, ocurren en cristales anhedrales micrométricos dispersos o en agregados deca- a micrométricos asociados a las cloritas.

Foto SB-03_2.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados, se observa agregados fibrosos hectomicrométricos de clorita (CLOs), alternados con cristales eu- a subhedrales de tamaño decamicrométrico a hectomicrométrico de plagioclasas (PLGs), ligeramente alterados por sericita (flechas rojas) siguiendo planos de debilidad. En menor proporción, se ve cristales deca- a hectomicrométricos de cuarzo intergranular (cz).



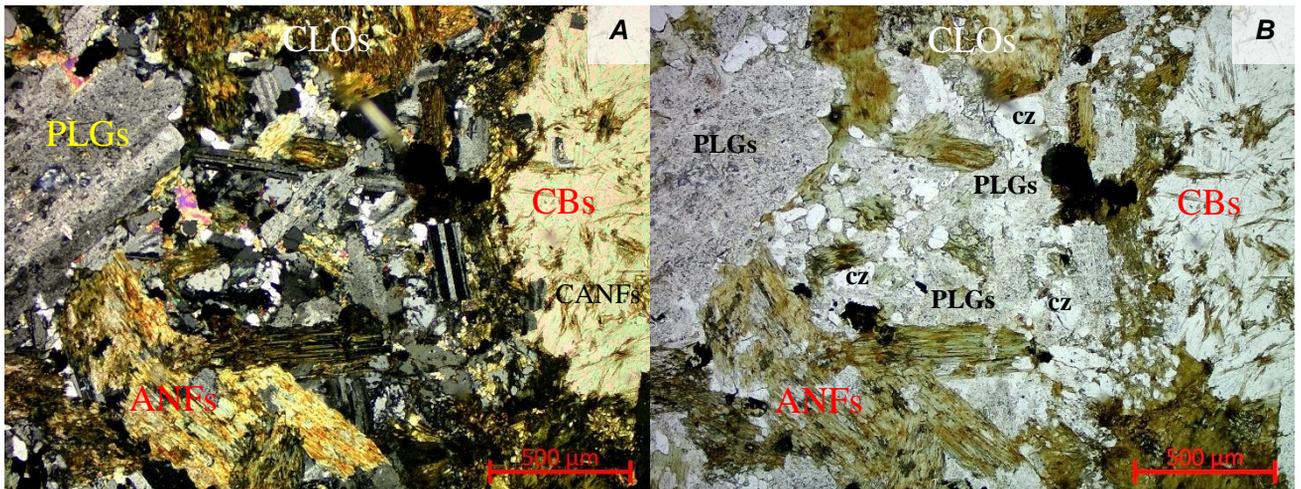


Foto SB-03_3.- A. Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa cristales eu- a subhedrales, de tamaños deca- a hectomicrométricos de plagioclasas (PLGs) ligeramente alteradas por sericitas, y cristales de anfíboles (ANFs). En la parte derecha, se ve un cristal hectomicrométrico de carbonato (CBs) intercrecidos con cristales aciculares, euhedrales, de tamaños decamicrométricos de clinofanfíboles (CANFs). Presencia de cloritas (CLOs) alterando a las plagioclasas. Cristales sub- a anhedrales de cuarzo intergranulares. B. Misma vista que en A tomada en luz transmitida y nícoles paralelos donde se observa las plagioclasas débilmente alterada por sericitas y cloritas. Se evidencia los clivajes característicos de los carbonatos intercrecidos con los clinofanfíboles. Notar la diferencia de relieve entre los granos de cuarzo (cz) y las plagioclasas (PLGs).

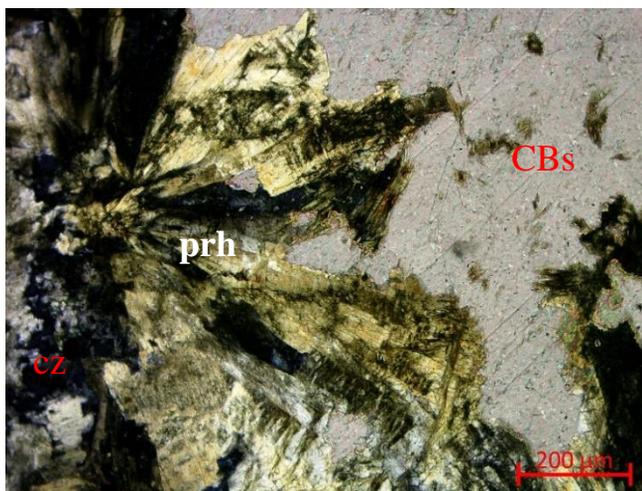
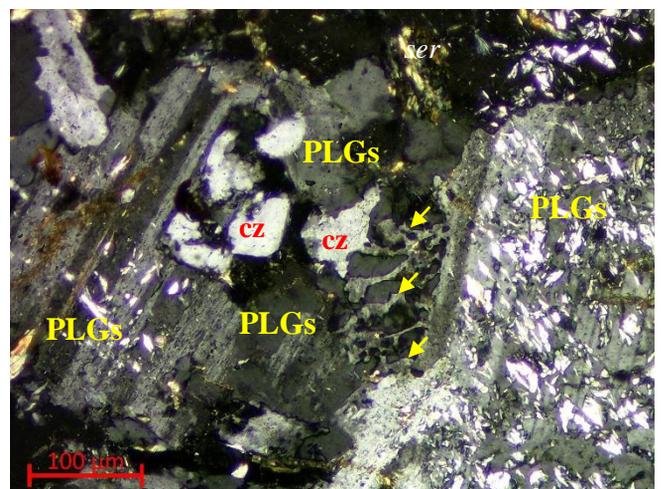


Foto SB-03_04.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados, se observa agregados hectomicrométricos subradiados de prehnita (prh), mostrando extinción ondulante. Hacia la derecha, se ve un cristal hectomicrométrico de carbonato (CBs) y en los bordes ocurren cloritas (CLOs). Presencia de cristales micro- a decamicrométricos, sub- a anhedrales de cuarzo intergranular.

Foto SB-03_05.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados, se observa la textura pertítica compuesta por la desmezcla de feldespatos potásicos (flechas amarillas) en un cristal hectomicrométricos de plagioclase (PLGs), y la textura gráfica compuesta por cristales decamicrométricos de cuarzo (cz) sobre cristal de plagioclase (PLGs). Se observa agregados deca- a micrométricos de sericita (ser) alterando a las plagioclasas.



REPORTE MICROSCÓPICO

Código de muestra: SB-04	Este: 306515	Norte: 8626560	Cota: 76 m
	Clasificación: Monzodiorita	Textura: Fanerítica	Alteración: Sericitización y cloritización
Minerales	Abundantes: PLGs, FPKs, cz		Realizado por: Brenda Grados
	Intermedios: ser, CLOs, CBs, ANFs, prh		
	Escasos: OXsFe, LCX, efn, py, ep		Revisado por:



Foto SB-04_1 .- Superficie de corte de muestra de mano. Roca monzodiorita de textura fanerítica, compuesta por cristales eu- a subhedrales, sub- a milimétricos de plagioclasa y en menor proporción, feldespato potásico y cuarzo anhedral. Se observa algunos cristales anhedrales sub- a milimétricos de minerales máficos. Intergranularmente o reemplazando máficos, se presentan agregados submilimétricos de cloritas, óxidos pardos (flecha blanca) y carbonatos. Presencia de cristales anhedrales de pirita dispersa. Atraviesa la muestra una venilla de calcita (flecha amarilla).

Descripción

La muestra corresponde a una monzodiorita de textura fanerítica (Foto SB-04_1). Compuesta principalmente por cristales eu- a subhedrales, de tamaños milimétricos a hectomicrométricos y maclados de plagioclasas (Fotos SB-04_2, 3 y 4), y en menor proporción, feldespato potásico (Fotos SB-04_2, 3 y 4) y cristales de cuarzo ocurren en formas muy irregulares a redondeadas, de tamaños deca- a hectomicrométricos con abundantes inclusiones fluidas bifásicas (L+G) (Fotos SB-04_2, 3 y 4). A nivel macroscópico se observó minerales máficos negruzcos, a nivel microscópico solo se observó escasos cristales de anfíboles maclados (Foto SB-04_2).

Los cristales de plagioclasa presentan bordes recrystalizados de feldespato potásico (Foto SB-04_4). Se recomienda realizar tinción, para realizar una correcta estimación de los feldespatos potásicos presentes.

Intergranularmente se presentan agregados deca- a hectomicrométricos de cloritas, agregados subradiales de prehnita y cristales de carbonatos (Foto SB-04_3).

La principal alteración observada fue la sericitización moderada sobre las plagioclasas (Fotos SB-02_2, 3 y 4) y feldespatos potásicos. Las cloritas, óxidos de hierro y carbonatos ocurren alterando a los escasos anfíboles presentes (Foto SB-04_2), y en algunos casos, a las plagioclasas.

Los óxidos de hierro ocurren en agregados deca- a micrométricos dispersos, asociados a las cloritas o reemplazando cristales de minerales opacos (Fotos SB-04_1 y 2), probablemente a la pirita. Los leucoxenos ocurren reemplazando cristales deca- a hectomicrométricos de posible ilmenita, y como agregados decamicrométricos asociados a las cloritas.

Se observó venillas de espesores milimétricos de calcita cristalizada atravesando la muestra (Foto SB-04_1).

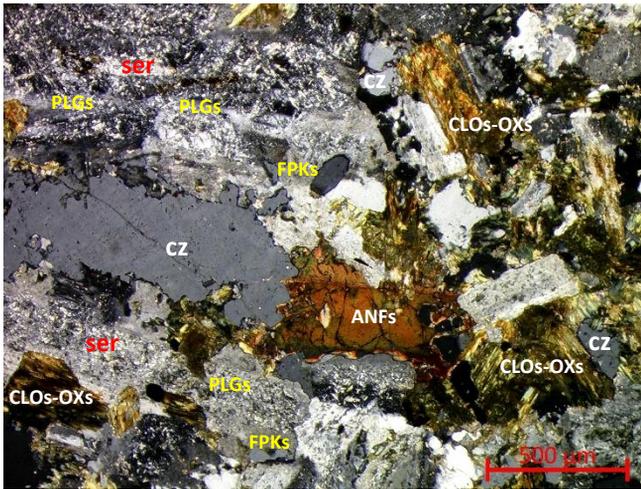


Foto SB-04_2.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa cristales maclados de plagioclasas (PLGs), algunas con bordes recrystalizados de feldespatos potásicos (FPKs) y alterados a sericita (ser). En la parte central, se encuentra una macla de anfíbol (ANFs). Cristales deca-hectomométricos de cuarzo (cz) de formas irregulares a subredondeadas. Abundantes agregados de cloritas (CLOs) con óxidos (OXs) asociados pseudomorfizando minerales máficos y rellenando espacios intergranulares.

Foto SB-04_3.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa agregados hectomométricos subradiales de prehnita (prh) con cristales de cloritas (CLOs) y cristales deca-hectomométricos de carbonatos. Rodean a este agregado, cristales hectomométricos de feldespato potásico (FPKs), plagioclasa (PLGs) y cuarzo (cz).

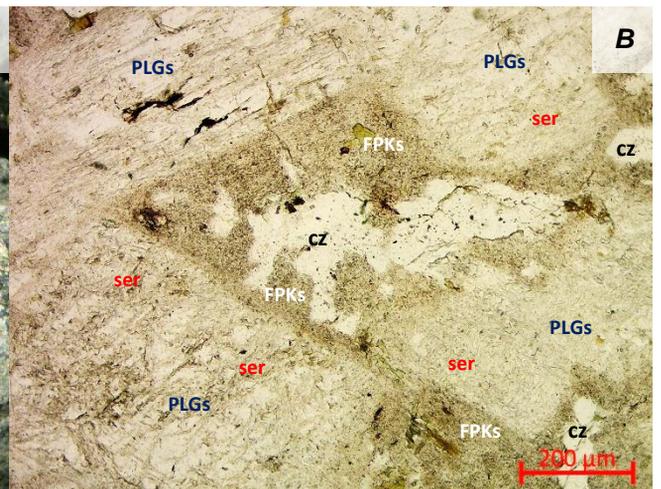
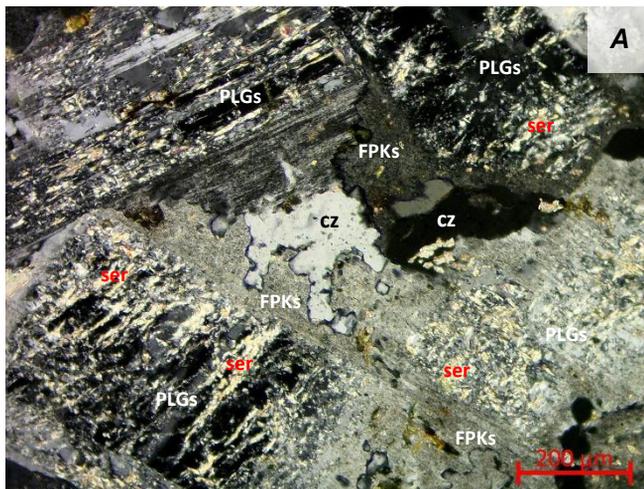
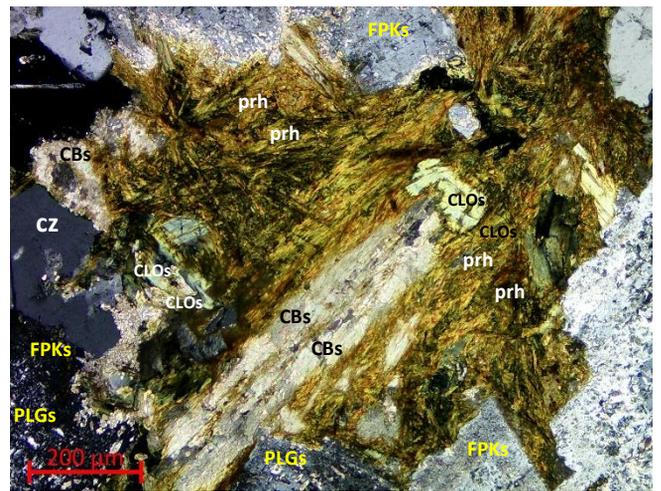


Foto SB-04_4.- A. Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observan cristales hectomométricos de plagioclasas (PLGs), algunas con macla, alterados a sericitas (ser) y con bordes recrystalizados a feldespato potásico (FPKs). En la zona central, cristales de formas irregulares de cuarzo (cz). B. Misma vista que en A tomada en luz transmitida y nícoles paralelos. Se evidencia la diferencia de relieve de las plagioclasas (PLGs) y feldespato potásico (FPKs).

REPORTE MICROSCÓPICO

Código de muestra: SB-05	Este: 307870	Norte: 8627241	Cota: 145 m
	Clasificación: Diorita	Textura: Fanerítica	Alteración: Cloritización, sericitización y albitización
Minerales	Abundantes: PLGs, PXs, cz		Realizado por: Kevin Gómez
	Intermedios: CLOs, ser, mus, ANFs		
	Escasos: CBs, ep, prh, ap, OXsFe, efn, ab, LCX		Revisado por:



Foto SB-05_1 .- Superficie de corte de muestra de mano de color gris claro, leucocrática, de textura fanerítica, correspondiente a una diorita.

La muestra está compuesta principalmente por cristales milimétricos a submilimétricos de plagioclasas, cuarzo y piroxenos.

Las cloritas ocurren frecuentemente y alteran a algunos minerales ferromagnesianos.

Descripción

La muestra corresponde a una diorita de textura fanerítica (Foto SB-05_1), ligeramente magnética, y compuesta principalmente por: plagioclasas euhedrales de tamaño milimétrico a hectomicrométrico (Foto SB-05_2), fuertemente sericitizadas, algunas albitizadas y ocasionalmente, alteradas por carbonatos, cloritas o epidota; piroxenos subhedrales de tamaño hectomicrométrico (Fotos SB-05_2 y 3), parcialmente cloritizados u oxidados; y cuarzo anhedral intergranular, de tamaño hecto- a decamicrométrico (Fotos SB-05_2 y 4). Con poca frecuencia, ocurren anfíboles eu- a subhedrales, de tamaño hecto- a decamicrométrico, parcialmente cloritizados; en ocasiones ocurren en coronas bordeando cristales de piroxenos.

Como minerales de alteración ocurren cloritas en agregados decamicrométricos, y óxidos de hierro de textura vermicular reemplazando a minerales ferromagnesianos (Fotos SB-05_2 y 3). También ocurre sericita y en menor medida, muscovita, alterando fuertemente a las plagioclasas en cristales decamicrométricos.

Esporádicamente, ocurren cristales decamicrométricos de epidota anhedral y apatito euhedral (Foto SB-05_3). La esfena ocurren frecuentemente en cristales anhedrales micrométricos y acompañando a las cloritas. La prehnita es muy escasa y ocurre en cristales radiados decamicrométricos (Foto SB-05_4).

En la muestra ocurren venillas de óxidos de hierro de grosor micrométrico.

La esfena y los leucoxenos reemplazan algunos minerales de titanio primarios dejando moldes con formas euhedrales.

Foto SB-05_2.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa una textura fanerítica, en la cual resaltan cristales de plagioclasas (PLGs) alteradas moderadamente por sericita, cuarzo (cz) y piroxenos (PXs). También ocurren cloritas (CLOs) asociadas a la alteración de minerales ferromagnesianos.

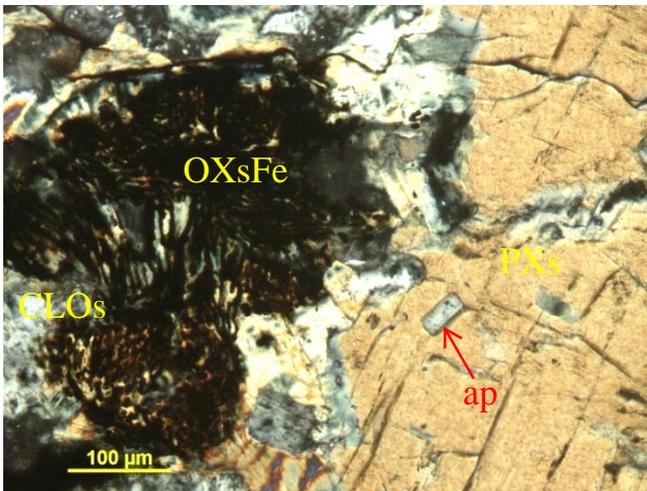
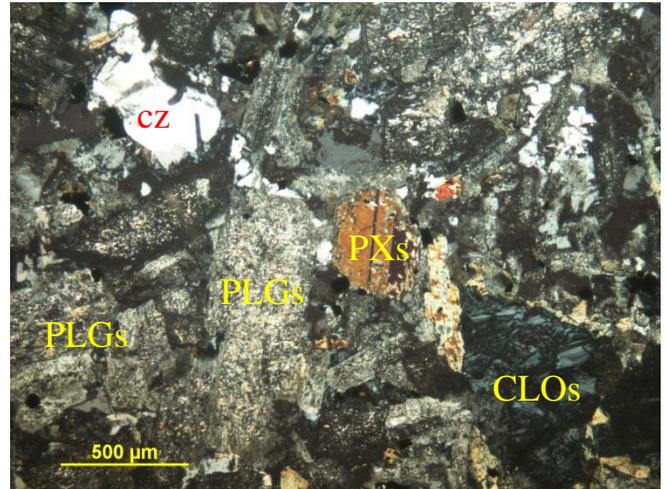
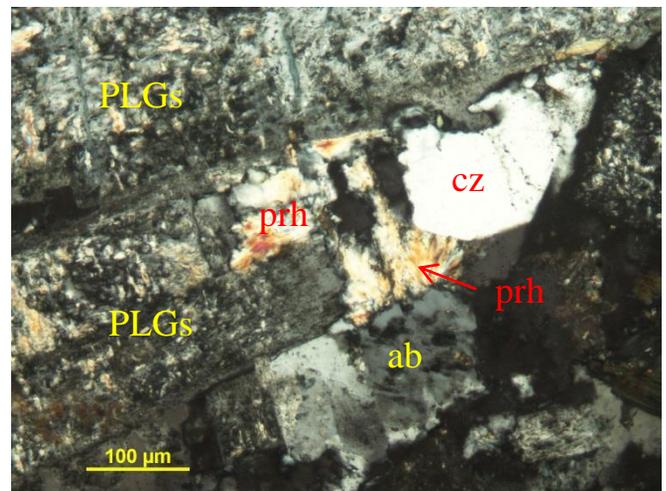


Foto SB-05_3.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. A la derecha, se observa un cristal de piroxeno (PXs) mostrando su clivaje en ángulo recto y un cristal euhedral de apatito (ap) dentro del piroxeno. A la izquierda, se observa una textura vermicular de cloritas (CLOs) intercrecidas con óxidos de hierro (OXsFe).

Foto SB-05_4.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa un cristal de cuarzo (cz) anhedral y varios cristales euhedrales de plagioclasas (PLGs) sericitizadas. La prehnita (prh) ocurre en cristales radiados de tamaño decamicrométrico. También se observa albita (ab) alterando un cristal de plagioclasa.



REPORTE MICROSCÓPICO

Código de muestra: SB-06	Este: 307690	Norte: 8627381	Cota: 113 m
	Clasificación: Diorita	Textura: Fanerítica	Alteración: Sericitización, cloritización y débil saussuritización
Minerales	Abundantes: PLGs, PXs		Realizado por: Brenda Grados
	Intermedios: ser, CLOs, cz, ANFs, CBs, mt, ep		Revisado por:
	Escasos: bt, OXsFe, FPKs, zoi, PXsIII, mus, ap, efn		

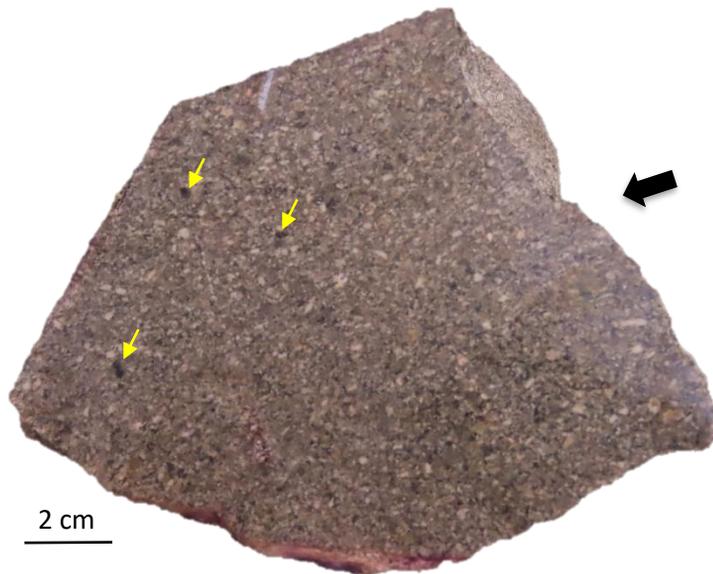


Foto SB-06_1 .- Superficie de corte de muestra de mano de tonalidad pardo verdosa, con cierto lineamiento de sus minerales (flecha negra) y magnetismo. Corresponde a una diorita de textura fanerítica, los cristales de plagioclasa son euhedrales de tamaños sub- a milimétricos, siendo alterados a sericita, se observa algunos cristales tabulares eu- a subhedrales de minerales máficos. Intergranular se presentan agregados de cloritas, cristales cúbicos pseudomorfos de óxidos y cristales magnetita (flechas amarillas). Se presentan zonas con saussuritización más intensa sobre las plagioclasas.

Descripción

La muestra corresponde a una diorita de textura fanerítica, con una cierta orientación de sus cristales (Foto SB-06_1). Compuesta principalmente por cristales eu- a subhedrales, de tamaños milimétricos a hectomicrométricos y maclados de plagioclasas muy cálcicas (Fotos SB-06_2, 3 y 4) y piroxenos cálcicos (probable augita, figura de interferencia biáxica positiva, Fotos SB-06_3 y 4), y en menor proporción, cristales eu- a subhedrales, algunos pseudomorfizados por cloritas, de anfíbol (Foto SB-06_3) y biotita reléctica. Los cristales de cuarzo ocurren en formas muy irregulares de tamaños deca- a hectomicrométricos con abundantes inclusiones fluidas bifásicas (L+G) (Fotos SB-06_2, 3 y 4).

En algunos cristales de plagioclasa se observan bordes recrystalizados probablemente de feldespato potásico. Se recomienda realizar tinción, para realizar una estimación de los feldespatos potásicos presentes.

Como minerales intergranulares: agregados deca- a hectomicrométricos de cloritas (en algunos casos subradiales) (Fotos SB-06_2 y 4), y cristales cúbicos de minerales opacos, posiblemente magnetita, de tamaños deca- a hectomicrométricos con bordes oxidados (Fotos SB-06_2, 3 y 4).

La principal alteración observada fue la sericitización moderada (Fotos SB-04_2, 3 y 4), en algunos casos cristales de muscovita (Foto SB-06_4), sobre la plagioclasa. Las cloritas y carbonatos ocurren alterando total (cristales pseudomorfizados, Foto SB-06_4) a parcialmente (siguiendo planos de debilidad) a los minerales máficos (Fotos SB-06_3 y 4), y en menor proporción, a las plagioclasas (Foto SB-06_2). La débil saussuritización se ve representada por el reemplazamiento de plagioclasas por cristales decamicrométricos de epidota y zoisita (Foto SB-06_2). Por último, se observó cristales decamicrométricos de piroxenos reemplazando plagioclasas.

Óxidos de hierro y esfena, minerales escasos, ocurren en cristales anhedral micrométricos dispersos o en agregados deca- a micrométricos sobre las cloritas. Apatito, mineral muy escaso, ocurre como cristales micrométricos euhedrales dispersos.

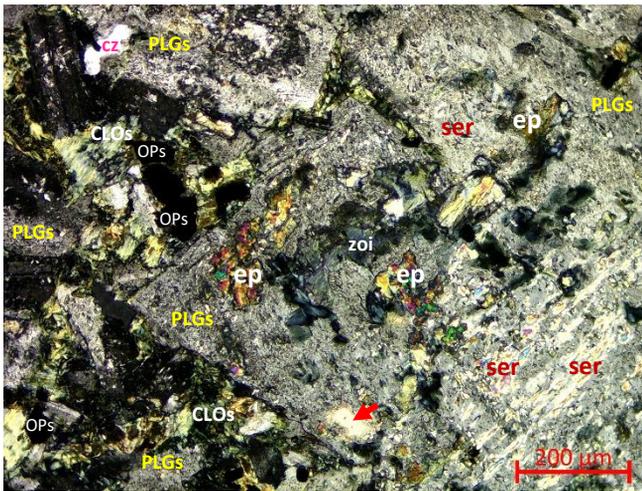


Foto SB-06_2.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Presencia de cristales eu- a subhedrales de plagioclasa (PLGs) de tamaño hectomicrométrico, alterándose principalmente a sericita (ser). En el cristal central de plagioclasa se da un reemplazamiento por zoisita (zoi), cristales decamicrométricos de epidota (ep) y carbonatos (flecha roja). Intergranular se presentan abundantes cloritas (CLOs) con cristales euhedrales y decamicrométricos de minerales opacos (OPs) con óxidos en sus bordes, también se ve algunos cristales de cuarzo (cz) de forma irregular.

Foto SB-06_3.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. En la parte central, se observa cristales hectomicrométricos de piroxeno (PXs) maclados, siendo reemplazados por carbonatos (flechas rojas). Rodeándolos se presentan cristales de plagioclasa (PLGs) reemplazados por sericita (ser). Se observa cristales relícticos pseudomorizados por cloritas (CLOs). Presencia de cristales deca- a hectomicrométricos de minerales opacos (OPs) y un cristal subhedral decamicrométrico de anfíbol (ANFs),

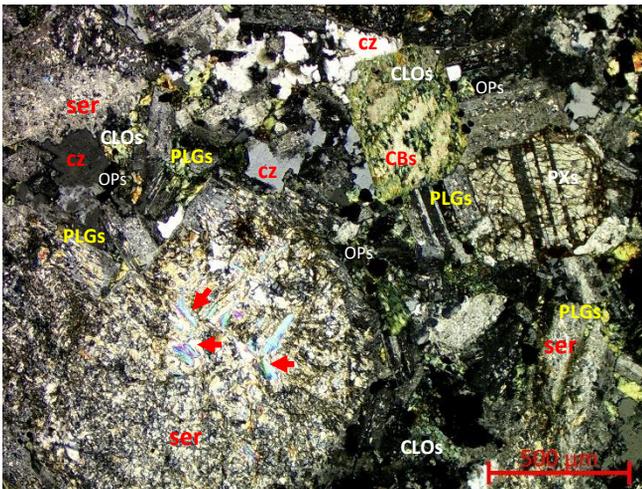
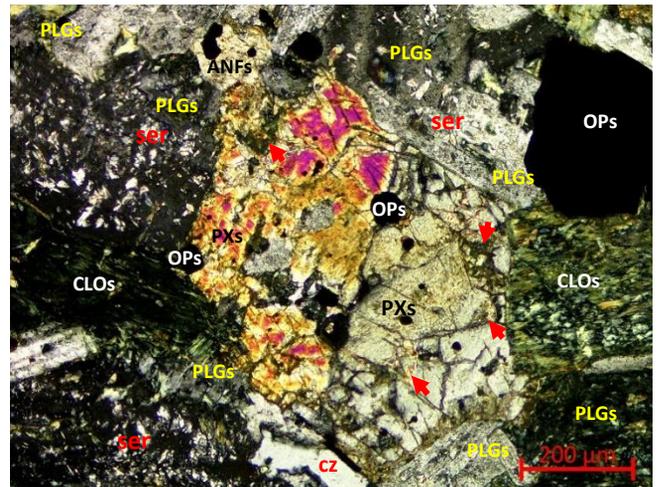


Foto SB-06_4.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Cristales de plagioclasa (PLGs) de tamaños hectomicrométricos reemplazados por sericita (ser), en la parte de central de la imagen se observa cristales de muscovita (flechas rojas). También se observa un cristal hectomicrométrico de piroxeno (PXs) que presenta macla polisintética siendo reemplazado por carbonatos y un cristal euhedral pseudomorizado por cloritas (CLOs) y carbonatos (CBs). Se presentan intergranularmente: cristales de formas irregulares de cuarzo (cz), agregados de cloritas (CLOs) y cristales decamicrométricos de minerales opacos (OPs).

REPORTE MICROSCÓPICO

Código de muestra: SB-07	Este: 306190	Norte: 8629700	Cota: 2 m
	Clasificación: Andesita	Textura: Porfídica	Alteración: Sericitización, cloritización y albitización
Minerales	Abundantes: PLGsI, PLGsII, CPXsII		Realizado por: Kevin Gómez
	Intermedios: CLOs, prh, OPs, LIMs		
	Escasos: ser, ab		Revisado por:



Foto SB-07_1.- Superficie de corte de muestra de mano de color gris, leucocrática, de textura porfírica, correspondiente a una andesita. La muestra está compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasas y una matriz afánítica compuesta por plagioclasas y clinopiroxenos. Presencia de cloritas alterando a minerales ferromagnesianos.

Ocurrencia de venillas delgadas de color gris blanquecino a oscuro.

Descripción

La muestra corresponde a una andesita, de textura porfídica (Foto SB-07_1), ligeramente magnética, y compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasas euhedrales de tamaño milimétrico a hectomicrométrico (Foto SB-07_2), fuertemente sericitizadas y cloritizadas. En algunas ocasiones, las plagioclasas se encuentran albitizadas, también es frecuente la ocurrencia de prehnita en cristales radiados decamicrométricos reemplazando a las plagioclasas (Foto SB-07_3). También ocurren agregados hectomicrométricos de cloritas que posiblemente correspondan a minerales ferromagnesianos primarios reemplazados (Foto SB-07_4).

La matriz es abundante, tiene una textura intergranular y está compuesta por microlitos de: plagioclasas euhedrales de tamaño decamicrométrico (Fotos SB-07_2 y 4), clinopiroxenos subhedrales de tamaño decamicrométrico y minerales opacos, que posiblemente correspondan a óxidos de hierro, en granos de tamaño decamicrométrico. Las plagioclasas que ocurren en la matriz también se encuentran alteradas por sericita.

Finas venillas cortan la muestra; tienen un grosor decamicrométrico, están compuestas por cloritas y limonitas y, ocasionalmente, engloban fragmentos decamicrométricos a micrométricos de la roca original.

Las limonitas son supérgenas, ocurren en agregados decamicrométricos a micrométricos y reemplazan total o parcialmente a las cloritas.

Foto SB-07_2.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observan fenocristales de plagioclasas (PLGsI) en una matriz (MX) de plagioclasas, clinopiroxenos y minerales opacos de tamaño decamicrométrico. En la matriz también ocurren agregados de cloritas (CLOs).

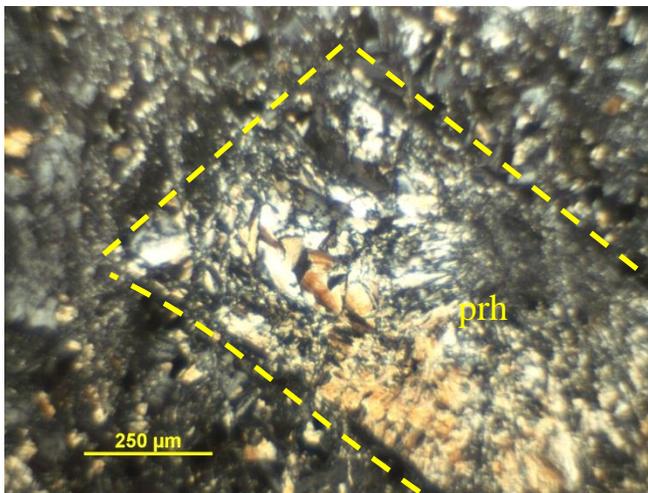
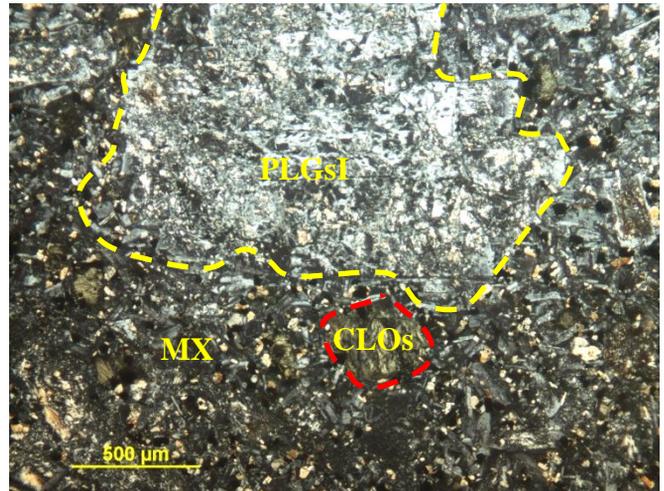
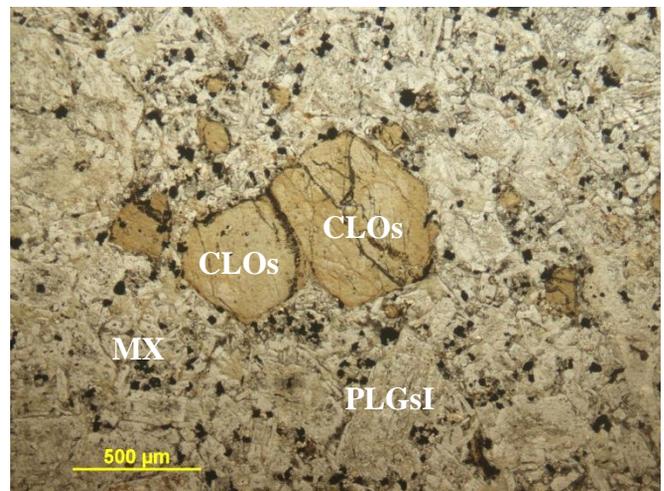


Foto SB-07_3.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa cristales radiados de prehnita (prh) alterando a un fenocristal de plagioclasa (líneas punteadas amarillas).

Foto SB-07_4.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles paralelos. Se observa cloritas (CLOs) reemplazando totalmente a un fenocristal de mineral ferromagnesiano.

En la parte inferior, se observa un fenocristal de plagioclasa (PLGsI) dentro de la matriz (MX).

La matriz se diferencia de los fenocristales por su concentración alta de minerales opacos.



REPORTE MICROSCÓPICO

Código de muestra: <i>SB-08</i>	Este: 306921	Norte: 8628319	Cota: 110 m
	Clasificación: Andesita	Textura: Porfídica	Alteración: Cloritización
Minerales	Abundantes: PLGsII, CLOs		Realizado por: Merly Morales
	Intermedios: PLGsI, CBs		
	Escasos: cz, OXsFe, mt, efn, PXsI		Revisado por:

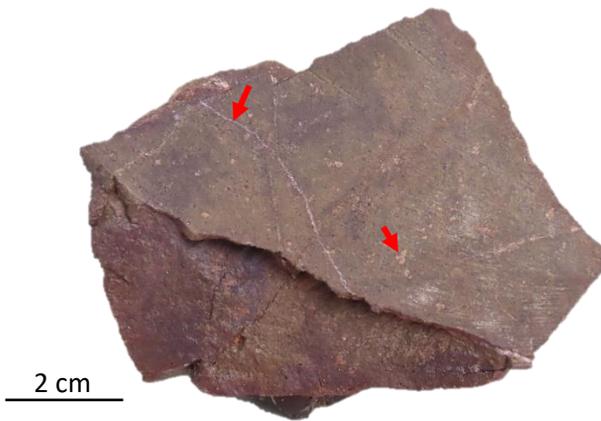


Foto SB-08_1 .- Superficie de corte de muestra de mano, de tonalidad verdosa, presenta una textura porfídica. Compuesta por plagioclasa de tamaño sub- a milimétrico, euhedral a subhedral alterada fuertemente por cloritas. Bajo la lupa, se observa cristales anhedrales de tonalidades negruzcas de posibles magnetitas. Presencia de carbonatos (calcita) relleno de fracturas y oquedades (flechas rojas).

Descripción

La muestra corresponde a una roca andesítica de textura porfídica, con una cierta orientación de sus microlitos (Foto SB-08_1). Compuesta principalmente por fenocristales eu- a subhedrales, de tamaños milimétricos a hectomicrométricos de plagioclasas ligeramente cloritizadas y sericitizadas. Presencia de escasos minerales ferromagnesianos primarios como fenocristales (Foto SB-08_2), y cristales cúbicos dispersos de tamaño deca- a hectomicrométricos reemplazados por óxidos de hierro (Foto SB-08_3).

La matriz compuesta por abundantes microlitos de plagioclasas (Foto SB-08_3), euhedrales de tamaño micrométricos a decamicrométricos alterados fuertemente por cloritas, y de manera más escasa, a sericita y carbonatos. Presenta algunas oquedades y fracturas rellenos total y parcialmente por carbonatos, posiblemente calcitas, y cloritas (Fotos SB-08_1 y 4).

La alteración principal que muestra la roca es la cloritización (Foto SB-08_3) sobre la plagioclasas que componen la matriz. Y como agregados subradiados, posiblemente pseudomorfizando a los minerales máficos (Foto SB-08_2). También, se observa una débil sericitización en los fenocristales de las plagioclasas y en la matriz (Foto SB-08_3).

Óxidos de hierro y esfena, minerales escasos, ocurren en cristales anhedrales, micrométricos dispersos o en agregados deca- a micrométricos sobre la matriz, asociados a las cloritas (Foto SB-08_3).

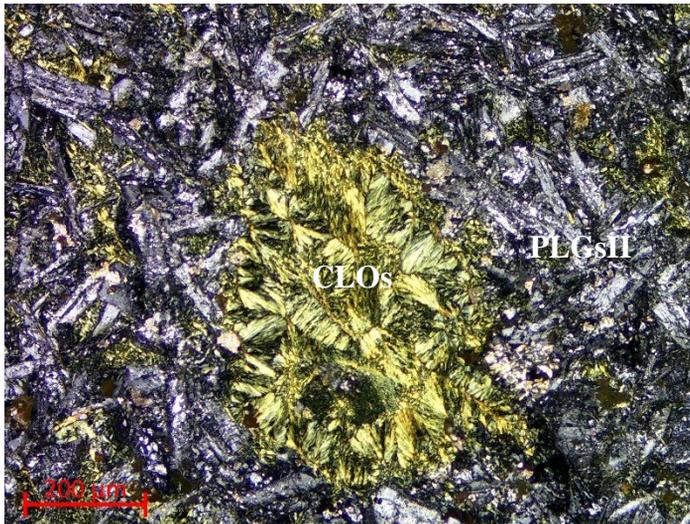


Foto SB-08_2.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa microlitos de plagioclasas (PLGsII) en la matriz, algunos subparalelos, ligeramente alterados por cloritas. En la parte central, se ve agregados hectomicrométricos subradiados de cristales de cloritas (CLOs) posiblemente han reemplazado un mineral primario.

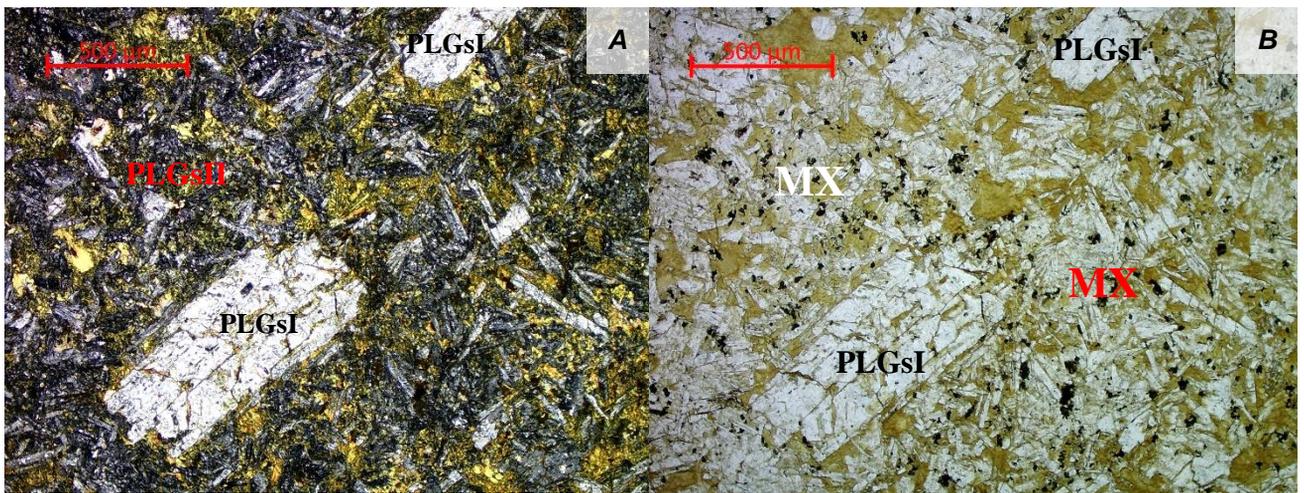
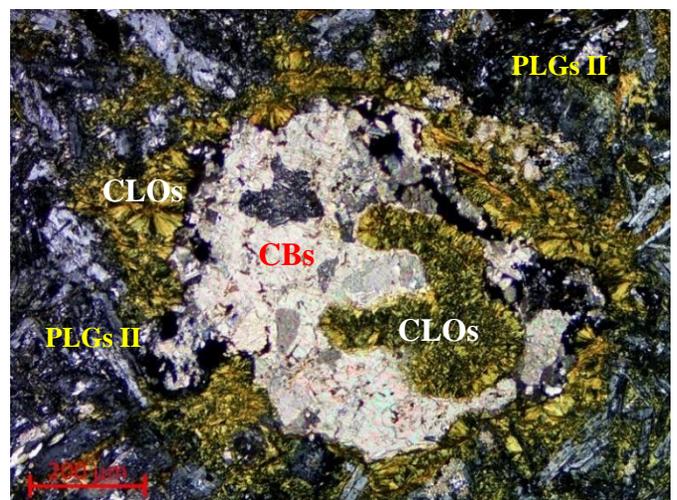


Foto SB-08_3.- A. Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa fenocristales eu- a subhedrales de tamaños hectomicrométricos de plagioclasas (PLGsI), ligeramente alterados siguiendo sus planos de debilidad. Englobados por una matriz compuesta por abundantes microlitos de plagioclasas (PLGsII) euhedrales de tamaños micrométricos a decamicrométricos alterados por cloritas, y en menor proporción, presencia de agregados decamicrométricos de carbonatos como parte de la matriz. B. Misma vista que en A tomada en luz transmitida y nícoles paralelos, donde se observa los dos tipos de plagioclasas las que componen la matriz (MX) y los fenocristales (PLGsI), ambas cloritizadas. Presencia de minerales opacos en la matriz.

Foto SB-08_4.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa agregados de cristales subhedrales de tamaños decamicrométricos a hectomicrométricos de cloritas (CLOs) y carbonatos (CBs). Rodeados por microlitos de plagioclasas (PLGsII) ligeramente alterados por cloritas.



REPORTE MICROSCÓPICO

Código de muestra: SB-09	Este: 306193	Norte: 8629702	Cota: 2 m
	Clasificación: Andesita	Textura: Porfídica de matriz pilotáxica	Alteración: Débil sericitización
Minerales	Abundantes: PLGsII, PLGsI		Realizado por: Brenda Grados
	Intermedios: CLOs, ep, CBs, ser		
	Escasos: OPs, czIII, OXsFe		Revisado por:



2 cm

Foto SB-09_1 .- Superficie de corte de muestra de mano. Roca andesítica de tonalidad verdosa, se observan bajo la lupa fenocristales de plagioclasa. Presenta abundantes vacuolas sub- a milimétricas, con una cierta orientación, algunas completamente rellenas por epidota, carbonatos y sericitas.

Descripción

La muestra corresponde a una roca andesítica de textura porfídica y matriz pilotáxica (Foto SB-09_1), donde la matriz predomina sobre los fenocristales, presenta abundantes vacuolas algunas rellenas total a parcialmente y con cierta orientación. Los fenocristales son eu- a subhedrales, de tamaños hectomicrométricos a submilimétricos de plagioclasas (Foto SB-09_2), en ocasiones se presentan aglomerados, y con una débil sericitización y cloritización.

La matriz de textura pilotáxica (Foto SB-09_3A) está compuesta por cristales euhedrales, subparalelos, de tamaños hecto- a decamicrométricos de plagioclasa. Intergranularmente, se observan granos micrométricos de minerales opacos (Foto SB-09_3B) y cloritas como agregados deca- a micrométricos (Foto SB-09_3B).

Las vacuolas de tamaños hectomicrométricos, suelen tener sus paredes parcialmente tapizadas por cristales subhedrales, de tamaños decamicrométricos de epidota (Fotos SB-09_2 y 3), y son rellenas total a parcialmente por cristales de carbonatos (Foto SB-09_2) o agregados de sericita con textura afieltrada (Foto SB-09_3) o cuarzo III (Foto SB-09_3A).

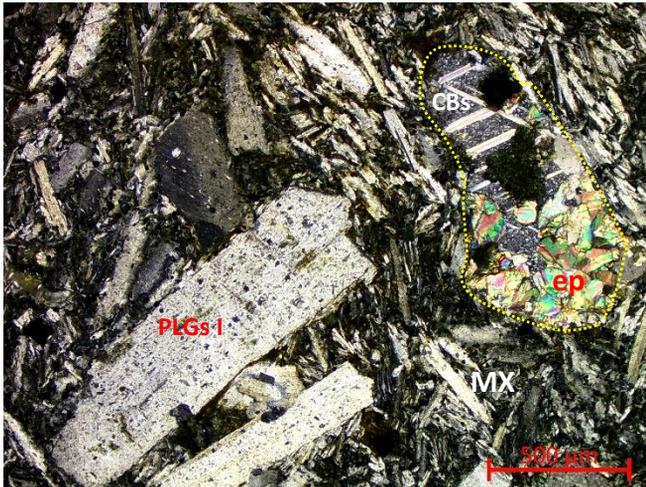


Foto SB-09_2.- Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa fenocristales hectomicrométricos a submilimétricos de plagioclasas (PLGs1) rodeados de una matriz fluidal de microlitos euhedrales de feldspatos. Presencia de una vacuola hectomicrométrica (líneas punteadas amarillas) rellena por cristales subhedrales de epidota (ep) y carbonatos (CBs). Presencia de pigmentación por óxidos en la matriz (MX).

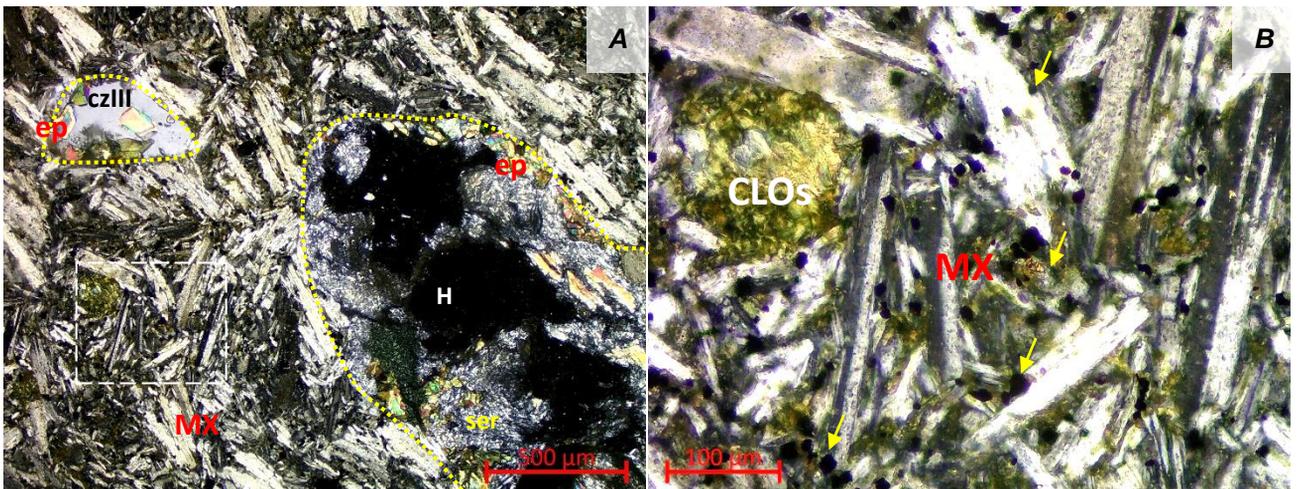


Foto SB-09_2 3.- A. Fotomicrografía tomada en luz transmitida y nícoles cruzados. Se observa dos vacuolas hectomicrométricas (líneas punteadas amarillas), una de ellas rellena por cristales de epidota (ep) y un cristal de cuarzo III (czIII), la otra vacuola rellena por sericitas (ser) de textura afieltrada y cristales de epidota (ep) en sus paredes.

B. Vista aumentada del recuadro blanco en A. Se observa la matriz (MX) compuesta por cristales euhedrales de plagioclasa y granos micrométricos de mineral opaco (flechas amarillas). Presencia de un agregado decamicrométrico de cloritas (CLOs).