ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

CARACTERIZACIÓN DE LA SECUENCIA LITOESTRATIGRÁFICA Y DE LA MINERALOGÍA DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL DEL POZO PGT-1 DEL PROYECTO GEOTÉRMICO TUFIÑO-CHILES, PROVINCIA DEL CARCHI.

PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO EN GEOLOGÍA

CINTYA GABRIELA CHANCUSIG ESPINOZA

gabi.chancusig@gmail.com

DIRECTOR: Dr. PEDRO SANTIAGO REYES BENÍTEZ

pedro.reyes@epn.edu.ec

Quito, Mayo 2017

DECLARACIÓN

Yo, Cintya Gabriela Chancusig Espinoza, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mí autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondiente a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su reglamento y por la normativa institucional vigente.

CINTYA GABRIELA CHANCUSIG ESPINOZA

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Srta. Cintya Gabriela Chancusig Espinoza, bajo mí supervisión.

DR. PEDRO REYES BENÍTEZ

DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, gracias por enseñarme el valor de la perseverancia, honestidad, humildad y por siempre ser mí soporte en los momentos más difíciles.

Al Ing. Bernardo Beate, por brindarme su exigencia, sus consejos y sobre todo por enseñarme a defender mis ideales, que me sirvió para desarrollar este trabajo de la mejor manera.

A CELEC-Termopichincha, por confiar en mí y permitirme el uso de la información, para el desarrollo del presente trabajo.

Al Dr. Pedro Reyes, por su amistad, consejos y conocimientos, que me ayudaron a crecer tanto profesionalmente y personal.

Al Ing. Byron Pillicita y Ms.C Fabián Villares, por brindarme sus conocimientos y criterios técnicos para la elaboración de este proyecto.

Al Ms.C Osmán Poma, por ayudarme a realizar el TERASPEC, en las muestras de alteración, sin usted no fuera posibles el desarrollo de este trabajo

Al Ing. Wilmer Merino, por brindarme su amistad y ayudarme en el desarrollo de este trabajo.

A mis profesores de la carrera de Geología por ofrecerme sus conocimientos y enseñarme grades lecciones de vida, como es el significado de la perseverancia, honestidad y sacrificio.

A mis amigos: Tatiana, G., Alexandra, O., Eliana, B., Andrea, C., Andrea, P., Eli, C., Mauricio., V, Pablo, L., Alejandro, V & Milton, G., gracias por brindarme su amistad y vivir conmigo momentos inolvidables, que perdurarán siempre en mi memoria.

Dedicado a mis padres y hermano

“La diferencia entre un triunfo o fracaso, es superar el miedo a lo desconocido”

El infinito es el límite
“Anónimo

CONTENIDO

RESUMEN ..... **i**

ABSTRACT ..... **iii**

CAPÍTULO I **1**

INTRODUCCIÓN **1**

1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS **1**

1.2 OBJETIVOS **3**

1.2.1 OBJETIVO GENERAL 3

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS 3

1.3 METODOLOGÍA Y ALCANCE **3**

1.4 CARACTERÍSTICAS BÁSICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO **4**

1.4.1 UBICACIÓN DEL ÁREA 4

1.4.2 VÍAS DE ACCESO 5

1.4.3 FISIOGRAFÍA 5

1.4.4 CLIMA 6

1.4.5 ASPECTOS SOCIOECONÓMICOS 7

1.5 TRABAJOS ANTERIORES **7**

1.6 DESARROLLO DE ESTE TRABAJO **10**

CAPITULO II **11**

2 MARCO GEOLÓGICO **11**

2.1 GEODINÁMICA ACTUAL **11**

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL **14**

2.2.1 LITOESTRATIGRAFÍA 14

2.2.1.1 Unidad Pallatanga *14*

2.2.1.2 Grupo Río Cala *15*

2.2.1.3 Unidad Silante *17*

2.2.1.4 Grupo Angamarca 17
2.2.1.5 Unidad Macuchi 18
2.2.1.6 Unidad San Juan de Lachas 18
2.2.1.7 Grupo Chota 19
2.2.1.8 Formación Cangahua 19
2.2.2 TECTÓNICA REGIONAL 22
2.2.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA 23
2.3 GEOLOGÍA LOCAL 24
2.3.1 LITOESTRATIGRAFÍA 24
2.3.1.1 Basamento 24
2.3.1.2 Secuencia Mio-Pliocénica 24
2.3.1.3 Volcánicos Cuaternarios 25
2.3.2 ESTRUCTURAS 29
2.3.2.1 Falla El Ángel–Guachucal 29
2.3.2.2 Falla Chiles-Cerro Negro 29
2.3.2.3 Falla Cariyacu 29
2.3.2.4 Falla Pupuerán 30
2.3.2.5 Falla Piedrancha 30
2.3.3 DEPÓSITOS GLACIARES 31
2.4 ASPECTOS GEÓTERMICOS 32
2.4.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES Y MODELO CONCEPTUAL GEOTÉRMICO 32
2.4.2 ALTERACIONES HIDROTERMALES 33
2.4.3 MODELO GEOTÉRMICO CELEC-ISAGEN (2012) 35
CAPÍTULO III 37
3 LITOESTRATIGRAFÍA DEL POZO PGT-1 37
3.1 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS 37
3.1.1 SUELO 38
3.1.2. TEFRA POSTGLACIAR 38

3.1.3. TILL DE PLENIGLACIAL 39
3.1.4. FLUJO DE LAVA RIODACÍTICO 43
3.1.5. FLUJO DE LAVA ANDESÍTICO-DACÍTICO 45
3.1.6. BRECHAS VOLCÁNICAS III 48
3.1.7. PALEOSUELO 50
3.1.8. SECUENCIA SEDIMENTARIA III 52
3.1.9. BRECHAS VOLCÁNICAS II 58
3.1.10. SECUENCIA SEDIMENTARIA II 62
3.1.11. TOBAS FINAS 66
3.1.12. FLUJO PIROCLÁSTICO 67
3.1.13. SECUENCIA DE LAVAS 76
3.1.14. BRECHAS VOLCÁNICAS I 85
3.1.15. SEDIMENTOS FINOS CON NIVELES DE GRAVAS 88
3.1.16. ARENAS NEGRAS 90
3.1.17. SECUENCIA SEDIMENTARIA I 93
3.1.18. TOBAS LÍTICAS RETRABAJADAS 106
3.1.19. TOBAS DE CRISTALES 108
CAPITULO IV 111
4 ALTERACIONES HIDROTERMALES 111
4.1 TIPOS DE ALTERACIONES, GENERALIDADES 111
4.2 DESCRIPCIÓN DE LOS MÉTODOS DE RECONOCIMIENTO DE MINERALES DE ALTERACIONES HIDROTERMALES 113
4.2.1 ANÁLISIS CON LUPA Y MICROSCOPIO 113
4.2.2 ANÁLISIS MINERAL DE ALTERACIONES HIDROTERMALES (TERRASPEC) 114
4.2.2.1 RESULTADOS DE ANÁLISIS CON TERRASPEC 116

4.2.3 ANÁLISIS CON SPECTRAL GAMMA LOGS 117

4.2.3.1 RESULTADOS DE ÁNALISIS CON SPECTRAL GAMMA LOGS 119

4.3 ZONIFICACIÓN DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES 122

4.3.1 ALTERACIÓN ARGÍLICA 122

4.3.1.1 Esmectita + Caolín + Pirita: Prof. (94.5 – 120.5) m. 122

4.3.1.2 Caolín + Pirita + Azufre ± Esmectita: Prof. (218.5 – 254.5) m.. 123

4.3.2 ALTERACIÓN SUB-PROPILÍTICA 124

4.3.2.1 Esmectita + Pirita: Prof. (80.5 – 94.5) m y (120.5 - 165) m. 125

4.3.2.2 Esmectita + Clorita + Pirita: Prof. (165 – 218.5) m. 126

4.3.2.3 Esmectita + Zeolitas ± Clorita ± Calcita: Prof. (254.5 – 369.5) m 127

4.3.2.4 Esmectita + Clorita ± Calcita ± Piritas: Prof. (369.5 – 592.8) m.130

CAPITULO V 132

5 INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS Y MODELO GEOLÓGICO 132

5.1 LITOESTRATIGRÁFIA Y ESTRUCTURAS 132

5.2 FASES DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL EN PGT-1 135

5.2.1 FASE 1 135

5.2.2 FASE 2 136

5.2.3 FASE 3 137

5.3 ACUÍFEROS 139

5.4 MODELO GEOLÓGICO 139

CAPÍTULO VI 144

6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 144

6.1 CONCLUSIONES 144

6.2 RECOMENDACIONES 147

CAPÍTULO VII 149

7 BIBLIOGRAFÍA 149

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.4-1: Mapa de ubicación del pozo PGT-1 (Fuente Google, 2017). 5

Figura 2.1-1: Mapa de los diferentes rasgos morfológicos, en el Ecuador. El asterisco rojo muestra ubicación del pozo PGT-1 (Modificado de Collot et al, 2010) 14

Figura 2.3-1 Mapa del arco volcánico Ecuatoriano (Tomado de Inguaggiato et al, 2010). 26

Figura 2.3-2. Mapa Geológico del área Tufiño-Chiles-Cerro Negro (CELEC-ISAGEN, 2012)..... 28

Figura 2.3-3 Fallas identificadas en el área del Chiles-Cerro Negro (Alvarado, 2014-inédito). 30

Figura 2.4-1: Mapa de Alteraciones Hidrotermales en el Complejo Chiles-Cerro Negro (CELEC-ISAGEN, 2015). Límite roja es el límite del Proyecto Binacional Binacional Tufiño Chiles- Cerro Negro. 35

Figura 2.4-2 Modelo conceptual para Tufiño, indicando un recurso de alta temperatura bajo el V. Chiles con un flujo lateral (outflow) hacia el este (Modificado de Beate, (2010). Tomado de informe CELEC-ISAGEN, 2010). 36

Figura 3.1-1: Esquema de la parte superior del pozo PGT-1. 39

Figura 3.1-2: Columna Estratigráfica de la secuencia estratigráfica del volcán Chiles ≈ 0.5 Ma. Escala 1:500 (pozo PGT-1). 52

Figura 3.1-3: Resumen de Columna Estratigráfica de la secuencia sedimentaria III, brechas volcánicas II y secuencia sedimentaria II. Escala 1:250 (Registrado en el pozo PGT-1 61

Figura 3.1-4: Columna Estratigráfica de las unidades tobas finas y flujo piroclástico retrabajado 75

Figura 3.1-5: Columna Estratigráfica dela secuencia de lavas..... 84

Figura 3.1-6: Columna Estratigráfica de las unidades de brechas volcánicas I, Sedimentos finos y arenas negras. 93

Figura 3.1-7: Columna Estratigráfica de las unidades secuencia sedimentaria I y tobas retrabajadas y toba de cristales. 105

Figura 4.1-1: Temperatura de estabilidad de mineral en un sistema geotérmico (Tabla de Spectral International Inc, 2005). 112

Figura 4.2-1: Espectro electromagnético de interés para la espectrometría de reflectancia. 114

Figura 4.2-2: Componentes de un espectro de reflectancia (Hauff, 2005) 115

Figura 4.2-3: Diagrama Torio/Potasio, para identificación de minerales, usando espectro de gamma ray ("Petrophysics MSc Course Notes, 2016. Recuperado de http://archiwum.inig.pl/INST/nafta-gaz/nafta-gaz)..... 117

Figura 4.2-4: Diagrama Torio-Uranio, para rocas ígneas (Petrophysics MSc Course Notes, 2016. Recuperado de http://archiwum.inig.pl/INST/nafta-gaz/nafta-gaz). 118

Figura 4.2-5: Diagrama Th/U. Muestras la variabilidad de composición de rocas ácidas a básicas presentes en el pozo PGT-1. 120

Figura 4.2-6: Interpretación de los datos de spectral gamma ray (SGS)..... 121

Figura 4.3-1: (Muestra TF-43), picos anómalos de 1416, 1906,2248, interpretada como nontrolita. 128

Figura 5.4-1: Modelo conceptual de sistema geotérmico del volcán Chiles (Modificado de CELEC-EP & ISAGEN, 2012) 143

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 1.4-1: Flanco este del volcán Chiles, se observa valle glaciar y ubicación del pozo PGT-1. 6

Fotografía 3.1-1: Afloramiento de till del peniglaciar, localizado a un lado del pozo PGT-1 (Foto cortesía de Ing. Bernardo Beate)..... 37

Fotografía 3.1-2: Capa de tefras entre depósito de glaciar. Profundidad (24-30) m. 40

Fotografía 3.1-3:a) y b) (Muestra TF-01) Andesitas de (2px): textura glomeroporfirítica intersticial, presenta fenocristales de plagioclasa (Plag), ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Cpx), en una matriz microcristalina con cristales de plagioclasa alargados (Nicoles Cruzados) c) y d) (Muestra TF-02), Toba Soldada: textura psamítica, presenta fragmentos de cristales individuales y aglomerados de plagioclasa, y piroxeno, en una matriz criptocristalina de ceniza fina café oscuro 42

Fotografía 3.1-4: Lava riodacítica bandeada, textura porfirítica con presencia de fenocristales de plagioclasa. 43

Fotografía 3.1-5: a) y b) (Muestra TF-07) Riodacita, textura porfirítica traquítica, compuesta de fenocristales de plagioclasa (Plag), en una matriz microcristalina, en el cual los cristales de plagioclasa (Plag) se distribuyen en forma fluídal y los piroxeno rellenan los espacios intersticiales (Nicoles cruzados) 44

Fotografía 3.1-6: Lava Andesítica porfirítica gris con xenolito ácido, fracturadas en un ángulo aproximado de 35 grados. 45

Fotografía 3.1-7: (Muestra TF-09), Andesita: textura porfirítica pilotáxica, a) Fenocristal de anfíbol remplazado a goethita con inclusión de plagioclasa, b) Fenocristales de plagioclasa (Plag) y anfíbol (Anf), dispuestos en matriz vítrea microcristalina de plagioclasa (Plag) alargadas (Nicoles cruzados). 46

Fotografía 3.1-8: (Muestra TF-10), Dacita: textura porfirítica perlítica, a) Fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) y formación de pelítas en un matriz vítrea b) Xenolito de andesita ácida, textura porfirítica pilotáxica, presenta alteración supérgena (Nicoles paralelos). 47

Fotografía 3.1-9: Brecha pseudo-monolítica, textura clástica, matriz soportada, mala clasificación; clastos de andesita gris porfirítica, angulosas a sub-angulosos 49

Fotografía 3.1-10: (Muestra TF-11), Andesita básica, textura porfirítica pilotáxica intergranular. Fenocristales anhedrales a sub-euhedrales de ortopiroxeno (Opx), plagioclasa (Plag) en una matriz microlítica intersticial. Los cristales microlíticos de

plagioclasa (Plag) y piroxeno (Px) están rellenando los espacios intersticiales en la matriz, a) Nicoles paralelos, b) Nicoles cruzados. 50

Fotografía 3.1-11: Paleosuelo negro, matriz soportado, textura clástica pelítica, matriz recristalizada de arcilla 51

Fotografía 3.1-12: (Muestra TF-13), Arenas finas: textura clástica psamítica, matriz soportada, bien clasificada. Cristales anhedrales de plagioclasa (Plag) y cuarzos (Qz), en una matriz café pelítica. Presencia de materia orgánica, a) Nicoles paralelos, b) Nicoles cruzados. 54

Fotografía 3.1-13: (Muestra TF-15), Tefra: textura clástica psamítica, matriz soportada, pobremente clasificada. Fragmentos de cristales de plagioclasa (plag) y clinopiroxeno (Cpx), en una matriz poco consolidada. a) Nicoles paralelos, b) Nicoles cruzados 56

Fotografía 3.1-14: Secuencia de arenas finas y gruesas, separadas por una superficie de erosión. En las arenas gruesas se observa una leve estratificación cruzada. 57

Fotografía 3.1-15: (Muestra TF-19), Brecha polimíctica tobácea, matriz soportada, mal clasificado, presenta fenocristales de plagioclasa (Plag), cuarzo (Qz) y clinopiroxeno (Cpx) distribuidos en una matriz de ceniza fina microcristalina. 60

Fotografía 3.1-16: Microconglomerado tufáceo, matriz soportado, sorteo moderado. Se observa clasto de andesita roja imbricado en un canal (típico de ambiente fluvial. 63

Fotografía 3.1-17: (Muestra TF-17), a) Microconglomerado tufáceo: matriz soportado, textura clástica psefítica, mal sorteado. En la parte superior cristal de plagioclasa absorbido por la matriz de ceniza fina pelítica, con microlitos de plagioclasa (Nicoles cruzados), b) Clasto lítico de andesita (2px): fenocristales de plagioclasa (Plag) y agregados de clinopiroxeno (Cpx), distribuidos en una matriz vítrea microcristalina gris oscura (Nicoles cruzados). 64

Fotografía 3.1-18: (Muestra TF-20), Arena fina, textura clástica psamítica, bien sorteada, matriz soportada, a) Fragmentos de cristales de plagioclasa (Plag), anfíboles (Anf) y cuarzo (Qz), distribuidos en una matriz de ceniza pelítica. 65

Fotografía 3.1-19: (Muestra TF-22) Toba fina: textura clástica psamítica, compuesta de fragmentos de plagioclasa, cuarzos anhedrales y líticos de andesita afanítica, a) y b) Nicoles cruzados 67

Fotografía 3.1-20: (Muestra TF-28), Toba de vítrea: textura clástica pelítica, matriz soportada, a) Fragmentos de minerales de plagioclasa y fragmentos, distribuidos en una matriz criptocristalina pelítica (Nicoles cruzados), b) Clasto de dique sub-redondeado, equigranular (Nicoles cruzados). 69

Fotografía 3.1-21:Capa de tobas blancas y fragmentos de toba endurecidas amarillos intercalados. 69

Fotografía 3.1-22: (Muestra TF-25) Toba de Lapilli, textura clástica psamítica, matriz soportada, compuesta de fragmentos minerales anhedrales (plagioclasa, piroxeno) y fragmentos líticos pómez (parte inferior de la fotografía izquierda), distribuidos en una matriz de ceniza fina, a) Nicoles cruzados, b) Nicoles paralelos). 70

Fotografía 3.1-23: Brecha piroclástica polimíctica retrabajadas verdosa, compuesta de fragmentos minerales y fragmentos líticos volcánicos. 71

Fotografía 3.1-24: Brecha piroclástica polimíctica retrabajada: matriz soportada, textura clástica psefítica, mal sorteada, a) y b) fragmentos de clastos líticos angulosos a sub-redondeados de andesita gris a rosadas, tamaño promedio 0.8mm a 1.2mm a) Nicoles cruzados, b) Nicoles paralelos. 72

Fotografía 3.1-25: Brechas de lapilli, compuesto por fragmentos de lapilli acrecionaria. 73

Fotografía 3.1-26: Matriz de brecha de lapilli acrecionaría: Fragmentos minerales de máficos y fragmentos de liticos sub-redondeados, distribuidos en una matriz criptocristalina, a) Nicoles paralelos b) Nicoles cruzados. 74

Fotografía 3.1-27: Autobrechas de andesita con textura porfirítica y bajo contenido de fenocristales 76

Fotografía 3.1-28:(Muestra TF-33), Andesita básica (2px): roca alterada, textura glomeroporfirítica, a) y b) Relictos de fenocristales: plagioclasa y máficos, dispuestos en una matriz vítrea microcristalina de plagioclasa, alterada a arcillas (Nicoles cruzados). 77

Fotografía 3.1-29: (Muestra TF-46), Andesita básica vesicular (2px) textura glomeroporfirítica, a) y b) Fenocristales de clinopiroxeno (augita) (Cpx) agregados, plagioclasa (Plag) y ortopiroxeno (Opx), dispuestos en una matriz vítrea microcristalina (Nicoles cruzados). 78

Fotografía 3.1-30: Lavas gris porfirítica intercalado con brechas polimícticas, grano soportado, internamente intercalado con niveles milimétricos de esmectitas compactadas. 79

Fotografía 3.1-31: (Muestra TF-41-86), Brecha polimíctica piroclástica, textura clástica psefítica, grano soportado, mal sorteado, a) Sin nícoles cruzados y b) Con nícoles cruzados; fragmentos de clastos líticos sub-angulosos de andesita castañas vitrofídica, andesita gris, negra y rosas porfirítica, distribuidos en una matriz criptocristalina. 80

Fotografía 3.1-32: Toba vítrea blanca, alterada a arcillas (esmectita). 80

Fotografía 3.1-33: a) Autobrechas roja, clasto soportado, mal clasificado, matriz de arcillas amarillas verdosas (esmectitas). 81

Fotografía 3.1-34: (Muestra TF-43), Autobrecha de andesita (2px), textura autoclástica psefítica, matriz soportada, mal sorteado, a) y b) Andesita (2px) glomeroporfirítica presenta fenocristales de plagioclasa alteradas (alteración moderada), dispuestos en una matriz vítrea microcristalina. 82

Fotografía 3.1-35: (Muestra TF-44), Toba de líticos retrabajada, textura clástica psamítica, matriz soportada, mal sorteada, a) y b) Fragmentos minerales subhedrales de plagioclasa, piroxeno y fragmentos líticos de andesita porfirítica roja y andesita porfirítica negra, distribuidos en un matriz hipocristalina, pelítica. 83

Fotografía 3.1-36: Brechas tufáceas polimícticas, matriz soportada a) Brechas de grano fino, b) Brechas de grano grueso c) y d) Espejos de falla. 86

Fotografía 3.1-37: (Muestra TF-83), Brecha tufácea psamítica polimíctica, matriz soportada, mal sorteada; a) y b) Fragmentos de minerales euhedrales fracturados de plagioclasa, anfíbol y cuarzos, distribuidos en una matriz ceniza fina alterada a arcillas; c) y d) Clasto de lítico de andesita básica vitrofídica (ARB-V) alterada, e inyectada la matriz arcillosa de la roca. 87

Fotografía 3.1-38: Arenas gris de grano medio, sorteo moderado, clasto soportado, tiene niveles de gravas. 89

Fotografía 3.1-39: (Muestra TF-55), Arenas gris, grano soportado, textura clástica psamítica, sorteo moderado a) y b) Fragmentos minerales anhedrales y subhedrales de plagioclasa (Plag), anfíbol (Anf), cuarzo (Qz), piroxeno (Px), dispuesta en una matriz de ceniza fina (Nicoles cruzados). 90

Fotografía 3.1-40: Arenas negra de grano medio laminadas con niveles de paleosuelos. Presencia de local de nivel de ceniza blanquecina. 91

Fotografía 3.1-41: (Muestra TF-87-01) Arena negra, matriz soportado, textura clástica psamítica, moderadamente sorteada, a) y b) andesitas básicas porfirítica angulosas, distribuidos en matriz pelítica (Nicoles cruzados). 92

Fotografía 3.1-42: a) Estratificación cruzada, entre arenas gruesas y capas laminadas de arenas finas y limos b) Laminaciones milimétricas entre limos y arenas finas. 94

Fotografía 3.1-43: (Muestra TF-59), Brechas polimícticas tobáceas, textura clástica psefítica, clasto soportado. Fragmentos de clastos de líticos angulosos a sub-angulosos de andesita rosadas, andesita gris, andesita negra y fragmentos minerales de cuarzo, plagioclasa, distribuidos en una matriz y cementadas en ceniza fina, a) Nicoles paralelos, b) Nicoles paralelos. 96

Fotografía 3.1-44: (Muestra TF-60), Arena, grano soportado, textura clástica psamítica, mal sorteado. Fragmentos de clastos angulosos de andesita negra, rojizas y fragmentos de minerales de plagioclasa, piroxeno, distribuidos en una matriz de ceniza fina pelítica a) Nicoles paralelos, b) Nicoles cruzados 97

Fotografía 3.1-45: Contacto entre brechas (I) brecha polimíctica tobácea, grano soportado y brechas (II) tobáceas de lapilli, grano soportado. 98

Fotografía 3.1-46: (Muestra TF-68), Brecha tobácea de lapilli, grano soportado, textura clástica psefítica, sorteo moderado a) y b) tobas vítrea verdosa psamítica, cementadas en una matriz ceniza fina pelítica 99

Fotografía 3.1-47: (Muestra TF-63): Arena volcánica, grano soportado, textura clástica psamítica, a) fragmentos de clastos líticos andesita roja y gris vitrofídicas, tobas, dispuestos en una matriz vítrea criptocristalina. 100

Fotografía 3.1-48: (Muestra TF-69), Brecha polimíctica tobácea, matriz soportada, textura psefítica, a) Fragmentos minerales anhedrales a euhedrales de plagioclasa, cuarzos y Fragmentos de clastos líticos sub-redondeados de andesita porfirítica y andesita gris, dispuestas en una matriz de ceniza fina IVhipocristalina pelítica. 102

Fotografía 3.1-49: (Muestra TF-75), Brecha polimíctica tobácea, matriz soportado, textura psefítica, mal sorteada; a) fragmentos de clastos líticos volcánicos (andesita gris, castañas y trizas de pómez) y fragmentos minerales de (plagioclasa(Plag), clinopiroxeno (Cpx), cuarzos(Qz)), b) Fragmentos de cristales de biotita (Bio), cuarzos (Qz) y plagioclasa (Plag), dispuestos en una matriz de ceniza fina pelítica. 103

Fotografía 3.1-50: a) Tobas retrabajadas, textura clástica psefítica, matriz soportada, posee fragmentos de volcánicos, intercaladas con b) Capas de arenas gruesas: blancas, poca cantidad de cristales, matriz soportada. 106

Fotografía 3.1-51: (Muestra TF-79),Toba de líticos retrabajadas, matriz soportada, textura clástica psefítica, mal clasificada, a) y b) fragmentos de minerales: plagioclasa, anfíbol, cuarzos, piroxeno y fragmentos de clastos líticos andesita rosa porfirítica, andesita gris, distribuidas en una matriz de ceniza fina pelítica. 107

Fotografía 3.1-52: Toba vítrea, con presencia de líticos sub-redondeados a sub-angulosos de rocas volcánicas..... 109

Fotografía 3.1-53: (Muestra TF-80), Toba vítrea, textura psamítica, matriz soportada, sorteo moderado, a) y b) Fragmentos cristales de plagioclasa, cuarzo y fragmento lítico de andesita roja. 110

Fotografía 4.2-1: a) Microscópico de luz polarizada (marca Olympus): observación de láminas delgadas, b) Lupa: observación de muestra de roca. 113

Fotografía 4.3-1: Andesita ácida con alteración argílica (nicoles cruzados), a) corresponde a cristal de hornblenda con una proto-corona de reacción de caolín y b) cristales de plagioclasa remplazados a criptocristales de caolín y hornblenda a

goethita, posteriormente se sobreimpone esmectita rellenando fracturas (no muy evidente)..... 123

Fotografía 4.3-2: Andesita (2px) con alteración argílica a) Remplazo de cristales de plagioclasa y matriz a arcillas, la roca conserva su textura glomeroporfirítica, b) matriz remplazada a esmectita y posterior sobreimposición de arcillas caolín... 124

Fotografía 4.3-3: (Muestra TF-07), Riodacita con alteración sub-propilítica, a) y b) vetilla de esmectita atravesando la matriz, cristal cúbico de pirita diseminado y anfíbol remplazándose a óxidos..... 125

Fotografía 4.3-4: (Muestra TF-88-01), Arena fina con alteración sub-propilítica. Se observa fragmentos de cristales de biotita alterada a clorita y vetilla rellena de criptocristales de esmectita, dispuestos en una matriz de ceniza fina con microlitos de plagioclasa (Plag) y cuarzo (Qz). a) Nicoles paralelos b) Nicoles cruzados.. 126

Fotografía 4.3-5: (Muestra TF-25): Toba de lapilli con alteración sub-propilítica, las vesículas se encuentran rellenas de esmectita. 127

Fotografía 4.3-6: (Muestra TF-36), Andesita (2px) con alteración sub-propílica, a) cristales de plagioclasa, clinopiroxeno (Cpx). Los cristales de plagioclasa zonadas (Plag) y ortopiroxenos, remplazados a esmectita b) Vetilla de óxidos (anterior), rellena de agregados finogranulares de criptocristales de esmectita. 128

Fotografía 4.3-7: (Muestra TF-41-86), a) y b) Brecha polimíctica con alteración sub-propilítica, se observa que se encuentra alterados a esmectita, c) (Muestra TF-45), Andesita (2px), vesículas sub-redondeados, formando alrededor de ellas pseudo-coronas de reacción con montmorillonita-zeolitas y nontrolita) (Muestras TF-44) Toba de líticos, se observa cristales de máficos remplazados a calcita..... 129

Fotografía 4.3-8:(Muestra TF-69) a) y b) Arena fina con alteración sub-propilítica, cristal de máfico remplazado a criptocristales de calcita, (Muestra TF-79) c) y d) Toba retrabajada con alteración sub-propilítica, cristal de plagioclasa alterando sus planos de exfoliación a clorita. 131

Fotografía 5.2-1:(Muestra TF-48), a) y b) Autobrecha de andesitas (2px) con alteración sub-propilítica-supérgena, presenta agregados finogranulares de goethita, óxidos de hierro y esmectita, alterador de líticos. 136

Fotografía 5.2-2: a) (Muestra TF-46), Andesita (2px) con alteración sub-propilítica-supérgena, muestra vetilla de calcita cortando en forma lateral la muestra. 138

Fotografía 5.2-3: (Muestra TF-79), a) y b) Toba retrabajada con alteración sub-propilítica-supérgena, se observa vetilla de calcita, cortadas posteriormente por vetillas de silica. 138

ANEXOS

Anexo 1: Tablas de descripción petrográfica-microscópica de 62 láminas delgadas, de las diferentes unidades litoestratigráficas presentes en el pozo PGT-1 (CD)

Anexo 2: Descripción de 52 clastos encontrados en las unidades detríticas (CD).

Anexo 3: Síntesis de la litoestratigráfica del pozo PGT-1. Escala 1:100 (Hoja A0).

Anexo 4: Tabla de síntesis de alteraciones hidrotermales, integrando los datos análisis de petrográficos y TerraSpec. Escala 1:100 (Hoja A0).

Glosario

Brecha hidrotermal: brecha formada por el ascenso de fluidos hidrotermales.

Criptocristalina: cristales muy pequeños, que no se diferencian ni a través de observaciones en el microscópico petrográfico.

Debris flow: Flujos de escombros con concentraciones de sedimentos, que exceden del 40 al 50%, el resto del volumen consiste generalmente de agua.

Microlito: cristales muy pequeños, que pueden ser observados bajo microscópico petrográfico.

Play: compuesto de características favorables presentes en un sistema geotérmico.

Policmítica: fragmentos líticos variados en el caso de una brecha.

Textura equigranular: cristales todos los cristales tienen un tamaño similar.

Textura eutáxica: formada por fragmentos de pómez aplastados (fiames), común en ignimbritas soldadas.

Textura intergranular: Abundantes cristales, generalmente de plagioclasa, orientados aleatoriamente, entre los cuales cristales de clinopiroxenos anhedrales ocupan los espacios entre los cristales de plagioclasa.

Textura mingling: textura heterogénea formada por la mezcla de dos líquidos magmáticos.

Textura pelítica: material detrítico, tamaño arcilla (lutitas).

Textura porfírica: Se observan cristales de mayor tamaño en matriz de cristales más finos, o masa fundamental (vidrio). Estos fenocristales rara vez alcanzan proporciones mayores al 50%.

Textura psamítica: material detrítico, tamaño arena

Textura psefítica: material detrítico, tamaño grava

Textura Vitrofírica: Es una textura porfídica en el cual la matriz es vítrea y posee fenocristales.

Tufácea: término referente a depósitos resedimentados post-eruptivos, retrabajados o de origen indeterminado.

Self-sealing: autosellado en un sistema geotérmico, generalmente esmectita.

Subacuoso: ambiente de transición que pueden ser: fluvial, lacustre.

Volcanosedimentario: material volcánico retrabajado primario (flujos de lavas, flujos piroclásticos, depósitos de caída).

ACRÓNIMOS

INECEL	Instituto Ecuatoriano de Electrificación
BRGM	Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
MEER	Ministerio de Electricidad y Energía Renovable.
INECEL	Instituto Ecuatoriano de Electrificación.
ICEL	Instituto Colombiano de Energía Eléctrica
OLADE	Organización Latinoamericana de Energía.
aprox.	Aproximado
An $_{(0\text{-}10)}$	Albita
An $_{(10\text{-}30)}$	Oligoclasa
An $_{(30\text{-}50)}$	Andesina
An $_{(50\text{-}70)}$	Labradorita
An $_{(70\text{-}90)}$	Bytownita
An $_{(90\text{-}100)}$	Anortita
Plag	Plagioclasa
Px	Piroxeno
Prof	Profundidad
Cpx	Clinopiroxeno
Opx	Ortopiroxeno

máx.	Máximo
Sm	Esmectita
Goth	Goethita

RESUMEN

El pozo geotérmico de gradiente PGT-1 se encuentra ubicado en una cantera abandonada en la margen izquierda de la carretera al balneario termal de Aguas Hediondas, a 7 km al E del volcán Chiles y a 10 km al W de la población de Tufiño, prov. del Carchi. Fue perforado a testigo continuo en 2009 por el MEER para fines exploratorios con el objetivo principal de medir el gradiente de temperatura, lo cual nunca se llegó a realizar. Alcanzó una profundidad de 554.30m con un diámetro final de 75mm. Este trabajo estudia a detalle la litoestratigrafía y la mineralogía de alteración presentes en el pozo PGT-1 en base a la petrografía de los testigos de perforación.

El estudio litoestratigráfico determina dos unidades de formación, denominados “pre Chiles” y “Chiles”, separados por una capa de paleosuelo negro de 2m, que representa un hiato en la sedimentación y actividad volcánica.

La unidad “pre Chiles” tiene una potencia de 428.3 m con una edad estimada Plio-Pleistocénica Inferior y alcanzando presumiblemente el Mioceno tardío como parte de la Formación Pisayambo. La unidad se subdivide genéticamente en dos periodos dominantemente sedimentarios separados por un periodo de actividad volcánica.

El periodo sedimentario I (potencia 209.3m) se caracteriza por depósitos de tobas de cristales, tobas de líticos (retrabajadas), secuencia de brechas polimícticas y bancos de arenas negras laminadas con paleosuelos, arenas grises con niveles de gravas.

El periodo volcánico (potencia 171 m) se caracteriza por brechas polimícticas tufáceas, por una secuencia de lavas andesíticas de 2 px y por flujos piroclásticos.

El periodo sedimentario II (potencia 48 m) se compone de conglomerados, microconglomerados y brechas de lahar intercalados con niveles de arenas homogéneas gradadas.

Los depósitos sedimentarios muestran una gran variedad de líticos en su mayoría de origen ígneo extrusivo, depositados en una cambiante dinámica de transporte en transición en ambientes fluvio lacustre y subaéreo

La unidad "Chiles" es Cuaternaria con edades del Pleistoceno Medio y presenta una potencia de unos 84m en el pozo PGT-1. Se caracteriza por una capa de brechas andesíticas basales sobreyaciendo 2m de paleosuelo negro, sobre la cual reposan directamente los flujos de lava del volcán Chiles 1, constituido por lavas andesíticas, dacíticas y riodacíticas con un espesor total de 80m.

En el pozo, las lavas están sobreyacidas por un depósito de 42m de potencia de morrena lateral correspondiente al período pleniglaciar (40 a 20 ka); la morrena tiene un espesor total de 80.5 m y está cubierta por 1m de suelo negro Holocénico y 0.5m de tefra. Ni la morrena ni el suelo están afectados por alteración hidrotermal.

Las alteraciones hidrotermales encontradas según su paragénesis mineral son: a) alteración sub-propilítica (esmectita ± clorita ± zeolita ± calcita) y, b) alteración argílica (caolín ± azufre). La primera está extendida a lo largo de todo el pozo e indica fluidos hipógenos neutralizados a temperaturas igual o menor a 150 ºC y ha sido controlada por la permeabilidad de la roca sello del sistema geotérmico. La segunda es mucho más local e indica fluídos más ácidos y probablemente más calientes, también hipógenos, que ascendieron a lo largo de fallas y fracturas. Localmente se encuentra goethita y óxidos de hierro como alteración supérgena.

Los resultados de este trabajo sobre PGT-1 corroboran el modelo geotérmico conceptual planteado en estudios anteriores, especialmente el modelo propuesto en 1988, referente a la presencia de los acuíferos Ac1 y Ac2, que actúan como inversor de temperatura en el sistema geotérmico.

ABSTRACT

The PGT-1 gradient geothermal well is located in an abandoned quarry on the left bank of the road to the thermal spa of Aguas Hediondas, 7 km E of the Chiles volcano and 10 km W of the town of Tufiño, province of Carchi. It was drilled at continuous core in 2009 by MEER for exploratory purposes with the main objective of measuring the temperature gradient, which was never achieved. It reached a depth of 554.30m with a final diameter of 75mm. This work studies in detail the lithostratigraphy and the alteration mineralogy present in the well PGT-1 based on the petrography of the drill cores.

The lithostratigraphic study determines two main units of formation, called "pre Chiles" and "Chiles", separated by a black paleosol layer of 2m, which represents a hiatus in the sedimentation and volcanic activity.

The unit "pre Chiles" has a thickness of 428.3m with an estimated lower Plio-Pleistocene age and presumably reaching the Late Miocene as part of the Pisayambo Formation. The unit is genetically subdivided into two dominantly sedimentary periods separated by a period of effusive volcanic activity.

The sedimentary period I (thickness 209.3m): is characterized by deposits of crystal tuffs, lytic tuffs (reworked), sequence of polymictic breccias and laminated black sand banks with paleosols and gray sands with gravel levels.

The volcanic period (thickness 171m): is characterized by tufaceous polymictic breccias, 2 px andesitic lavas and pyroclastic flows.

The sedimentary period II (thickness 48m): is made up of conglomerates, microconglomerates and lahar breccia interspersed with homogeneous levels of graded sands.

Sedimentary deposits show a great variety of lithic fragments, mostly of extrusive igneous origin, deposited in a changing dynamic setting of transitional transport in lake and suberial environments.

The "Chiles" unit shows Quaternary with Middle Pleistocene ages and has a thickness of about 84m in the PGT-1 well. It is characterized by a layer of basal andesitic breccias overlapping 2m of black paleosol, on which the lava flows of Chiles volcano 1, occur which consist of andesitic, dacitic and rhyodactic lava flows with a total thickness of 80m.

In the well, the lavas are overlain by a reservoir of 42m of lateral morraine corresponding to the pleniglacial period (40 to 20 ka); the moraine has a total thickness of 80.5 m and is covered by 1m of Holocenic black soil and 0.5m of tephra. Neither the moraine nor the soil is affected by hydrothermal alteration.

The hydrothermal alteration types found according to their mineral paragenesis are: a) sub-propilitic alteration (smectite ± chlorite ± zeolite ± calcite) and, b) argillic alteration (kaolin ± sulfur). The first is extended along the entire well and indicates neutralized hypogenic fluids at temperatures equal to or less than 150 ° C and has been controlled by the permeability of the rock seal of the geothermal system. The second is much more local and indicates more acidic and probably hotter fluids, also hypogenic, that ascended along faults and fractures. Locally goethite and oxides of iron indicate supergene alteration.

The results of this work on PGT-1 corroborate the conceptual geothermal model proposed in previous studies, especially the model proposed in 1988, concerning the presence of Ac1 and Ac2 aquifers, which act as a temperature inverter in the geothermal system. This particular situation could have been proved by vertical temperature measure along PGT-1.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS

Desde hace décadas el gobierno Ecuatoriano se ha enfocado en la búsqueda de nuevas fuentes energéticas renovables como la hidráulica, geotérmica, eólica, solar y biomasa para satisfacer la creciente demanda energética. En este contexto, la energía geotérmica se ha consolidado como una fuente de energía renovable, limpia, alternativa y complementaria para la generación de energía eléctrica, en reemplazo de los combustibles fósiles.

Por esta razón entre el inicio de los años 60 y 70, se fundó el Instituto Ecuatoriano de Electrificación (INECEL), para la búsqueda de nuevas fuentes de energía. En 1979, INECEL, en conjunto con OLADE, BGRM y Aquater, definieron las áreas de interés geotérmico, entre las cuales se encontraba el Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro, ubicado en la frontera Colombo-Ecuatoriana.

A comienzos de 1981 INECEL, continuó los estudios en el área Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro iniciados en 1979; se efectuó el levantamiento geológico, la hidrogeología, la geoquímica, y se definió un modelo geotérmico preliminar para el área.

En 1986, los institutos gubernamentales de energía eléctrica de Ecuador (INECEL) y Colombia (ICEL), decidieron unirse para el desarrollo del proyecto como binacional, ya que se encuentra compartido sobre la frontera de ambos países. El proyecto se renombro como “Proyecto Binacional Geotérmico Tufiño Chiles-Cerro Negro”

Los resultados obtenidos por los estudios realizados por OLADE-ICEL-INECEL-Aquater, a finales de los años 80, definieron el modelo geotérmico conceptual, la estimación del potencial hipotético en 138MWe, mediante estudios vulcanológicos,

análisis químicos de aguas e isotópicos, geofísica (SEV, Magneto telúrico, gravimétrico y magnetométrico) e hidrología; por último definieron tres sitios para perforaciones exploratorias de gradiente.

Durante casi dos décadas (1990-2009) el proyecto binacional geotérmico Tufiño Chiles-Cerro Negro permaneció estancado debido a la falta de decisión política de nuestro país.

Desde 2009, MEER retomó los estudios para el Proyecto Binacional Geotérmico Tufiño Chiles-Cerro Negro, en el cual se realizó el primer a pozo vertical de gradiente denominado PGT-1, cuyo sitio fue propuesto en los informes de INECEL-Junta asesora, dos décadas atrás. Para la perforación el MEER contrató a HIGGECO Cia. Ltda, llegando a una profundidad máxima de 554.30 m. con recuperación de testigo continuo y un diámetro final de 1.874 pulgadas, la temperatura no fue medida en este pozo de gradiente.

CELEC-EP dando continuidad al plan de desarrollo de los recursos geotérmicos del Ecuador presentado al MEER (Beate, 2010) a inicios del 2010, bajo la sub-unidad de negocios TERMOPICHINCHA, adopta varios proyectos geotérmicos descubiertos anteriormente por INECEL, entre los cuales se encuentra el Proyecto Binacional Geotérmico Tufiño Chiles-Cerro Negro.

CELEC-EP-ISAGEN, para continuar con la investigación hacia la factibilidad del proyecto geotérmico binacional, realizó estudios complementarios del área donde el único aporte real de datos del subsuelo son los testigos del pozo PGT-1. Este pozo es la base del proyecto de investigación.

La presente investigación se realizó con el fin de aportar al mejor entendimiento de los testigos de perforación del PGT-1, respecto a la litología y mineralogía de alteraciones hidrotermal y su zonificación.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 OBJETIVO GENERAL

Contribuir a mejorar el conocimiento del proyecto geotérmico Tufiño-Chiles, mediante la determinación de la secuencia litoestratigráfica y minerales de alteración hidrotermal en el pozo PGT-1.

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Definir y detallar las unidades litoestratigráfica mediante logeo, recolección de muestras representativas en el pozo PGT-1 y estudio de láminas delgadas.
- Describir la mineralogía de alteración, en base al estudio de láminas delgadas.
- Zonificar las alteraciones hidrotermales, con respecto a la secuencia litoestratigráfica.

1.3 METODOLOGÍA Y ALCANCE

La metodología que se ha seguido durante la elaboración del presente trabajo de investigación, se detalla a continuación:

- **Fase I**: Recopilación de la información bibliográfica de trabajos anteriores publicados y no publicados, sobre la geología regional y local del área de estudio.
- **Fase II**: Logeo del testigo de perforación (554.30m), a partir del cual se determinó: contactos, tipos de litologías, alteraciones hidrotermales, estructuras y presencia de vetillas. Está etapa se realizó en las instalaciones de CELEC EP Termopichincha, ubicada en el sector de Santa Rosa (Sur de Quito).
- **Fase III:** Muestreo de testigo de perforación, donde se tomaron 60 muestras de mano, pertenecientes a las unidades litológicas representativas en el pozo, para posteriormente realizar las láminas delgadas de las mismas.
- **Fase IV**: Elaboración de láminas delgadas, realizadas en los laboratorios de la Escuela Politécnica Nacional del departamento de Metalurgia extractiva, donde se elaboraron los chips de roca y posteriormente en el 0laboratorio de Láminas

delgadas del departamento de Geología, se finalizó la preparación de las láminas. En dos muestras no se pudo realizar la lámina delgada, porque eran muy deleznables.

- **Fase V**: Ensayos de TerraSpec y Spectral gamma logs, se realizaron en las 60 muestras tomadas del pozo, con el fin de discriminar las alteraciones hidrotermales.
- **Fase VI**: Estudio petrográfico de 58 láminas delgadas del pozo y 4 láminas delgadas de estudios anteriores, pertenecientes a los volcánicos Mio-pliocénicos aledañas al área de estudio. El estudio se realizó en el laboratorio de microscopia óptica del Departamento de Geología de la Escuela Politécnica Nacional. El análisis microscópico se centró en determinar la petrografía de las unidades litoestratigráficas y discriminar los minerales de alteración hidrotermal.
- **Fase VII:** Integración, interpretación y síntesis de los datos obtenidos mediante los análisis petrográficos-microscópicos, TerraSpec y Spectral gamma logs. Con la finalidad de realizar una columna litoestratigráfica y una tabla de la alteración hidrotermal.
- **Fase VII:** Redacción del informe del proyecto de titulación.

El presente trabajo se lo realizó en la ciudad de Quito y no incluyó trabajo de campo en el área del proyecto, puesto que los testigos de perforación del PGT-1 se hallan en las bodegas del CELEC EP en Sta. Rosa del sur de Quito.

1.4 CARACTERÍSTICAS BÁSICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.4.1 UBICACIÓN DEL ÁREA

El pozo PGT-1, se encuentra ubicado al este del Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro, en la carretera a las fuentes termales de Aguas Hediondas, en las coordenadas geográficas 089821 N; 178494 E y cota de 3545 m.s.n.m (ver Figura 1.4-1).

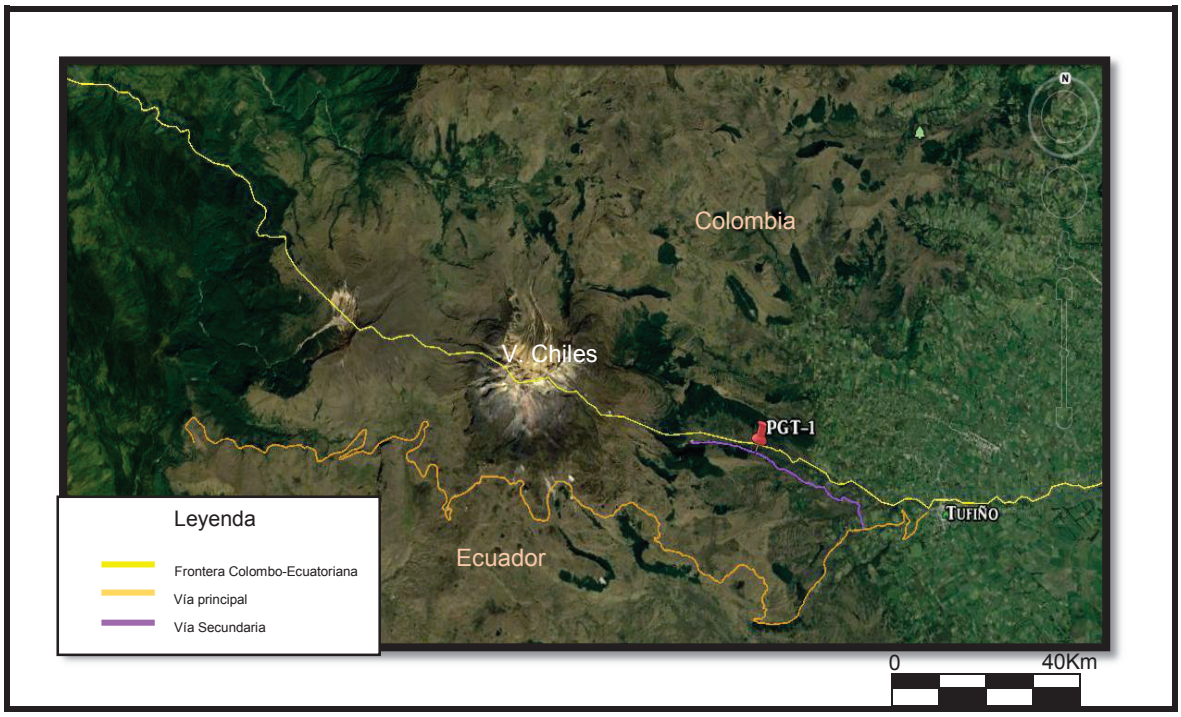


Figura 1.4-1: Mapa de ubicación del pozo PGT-1 (Fuente Google, 2017).

1.4.2 VÍAS DE ACCESO

Se puede acceder al área de estudio de dos maneras:

- Desde Ecuador: se toma la carretera Panamericana desde la ciudad de Quito hasta llegar a la ciudad de Tulcán, posteriormente la carretera pavimentada al poblado de Tufiño y finalmente se accede por una carretera secundaria lastrada, hasta balneario de Aguas Hediondas (Figura 1.4-1).
- Desde Colombia: se toma la vía Panamericana hasta llegar a la ciudad de Ipiales (vía asfaltada), posteriormente la vía Guachuncal, Cumbal, Chiles para pasar a Tufiño y seguir al pozo PGT-1.

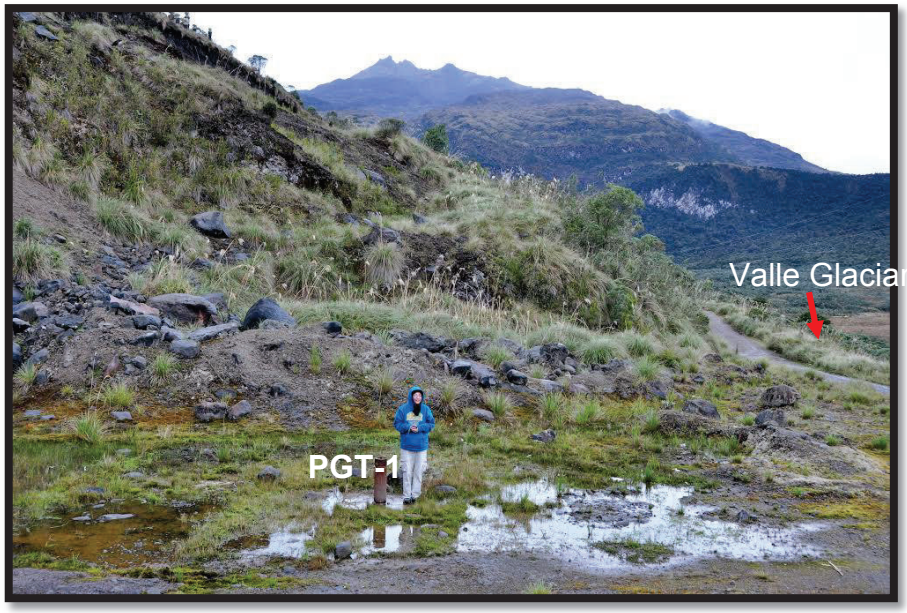
1.4.3 FISIOGRAFÍA

La morfología en los alrededores del pozo PGT-1, se caracteriza por la presencia de valles glaciares y elevaciones montañosas.

Las elevaciones montañosas más destacadas en el lado Ecuatoriano son los volcanes: Chiles, Cerro Negro, Cerro del Medio, Panecillo de Tufiño, Azufral, Cumbal. En la contraparte Colombiana son los volcanes: Azufral, Cumbal y Galeras.

Los valles glaciares tienen grandes extensiones, compuestos de morrenas frontales y laterales, estos han erosionaron la topografía, suavizándola. El pozo PGT-1 se encuentra en el borde de una morrena lateral (Fotografía 1.4-1).

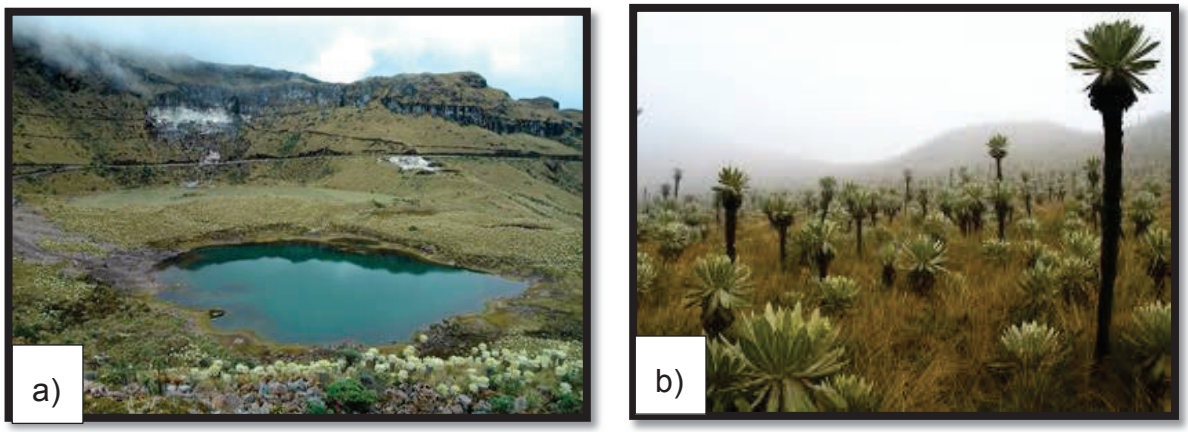
Las elevaciones varían entre 2.500 a 4.500 m sobre el nivel del mar (m.s.n.m).



Fotografía 1.4-1: Flanco este del volcán Chiles, se observa valle glaciar y ubicación del pozo PGT-1.

1.4.4 CLIMA

El clima dominante es de alta montaña, con temperaturas medias anuales que oscilan entre 4 °C y 12 °C (Fotografía 1.4-2). La precipitación media anual varía de 750 a 1.800 mm, aunque el análisis de las precipitaciones en esta zona está limitado por la escasez de estaciones pluviométricas. Esta cantidad de lluvia se considera típica de los páramos altos de la Cordillera Occidental (CELEC-ISAGEN, 2012).



Fotografía 1.4-2: a) Lagunas Verdes, flanco sur del Volcán Chiles, se puede observar la vegetación del área (Cortesía de Ing. Fernanda Naranjo, **b)** Frailejones (Tomado de http: // www .ec .viajandox .com).

La vegetación dominante al sitio del PGT-1 es páramo con frailejones y pocas achupallas.

1.4.5 ASPECTOS SOCIOECONÓMICOS

Los habitantes de los sectores aledaños al área de estudio, en los poblados de Tufiño (Ecuador) y Chiles (Colombia), se dedican a actividades económicas principalmente relacionadas al pastoreo de ganado y cultivo de papas, habas y mellocos.

Las visitas a las piscinas de aguas termales, el bosque de frailejones y trekking en el volcán Chiles o Cerro Negro, es una alternativa económica a la que se dedican los pobladores de estas comunidades.

El aprovechamiento del recurso geotérmico para producción de electricidad y para usos directos para la agroindustria, apuntalaría al desarrollo económico de la zona.

1.5 TRABAJOS ANTERIORES

INECEL, (1978). Reconocimiento del área con la finalidad de determinar el interés geotérmico de la zona de Chiles- Cerro Negro. Sus actividades se enfocaron en el levantamiento geológico regional y definir la evolución, edad de los volcanes Chiles-Cerro Negro, además de un inventario de las manifestaciones termales presentes en la zona.

OLADE-INECEL, (1979). OLADE-INECEL, la firma francesa BRGM y la firma Italiana (AQUATER), realizaron estudios de petrográfica, geoquímica de rocas y además dataciones radiométricas. A través de estos estudios se definió que tanto las condiciones geovolcanológicas, como la hidrogeoquímica son favorables para la presencia de un sistema geotérmico de interés en Tufiño-Chiles.

INECEL, Geotérmica Italiana. Srl. (1982). Informe del aprovechamiento de los recursos geotérmicos del área de Tufiño-Chiles, en el cual se indica posibles anomalías térmicas regionales y plantea modelos geotérmicos para el Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro, Caldera de Chalpatán y volcán Iguán.

ICEL, (1983). Informe Preliminar de Prefactibilidad I, describe la geovulcanología de los sistemas volcánicos: Chiles-Cerro Negro, Cumbal y Nasate, además se analiza las fuentes termales, alteración hidrotermal, estructuras, hidrología, geoquímica, clasificación de las aguas del área y esquemática los posibles sistemas geotérmicos del Chiles-Cerro Negro, y del Cumbal.

OLADE-INECEL-ICEL-Geotérmica Italiana, (1983). Informe de geovolcanología de la zona de interés; describe el volcanismo en el Cuaternario y en especial, la sucesión estratigráfica del complejo volcánico Chiles-Cerro Negro y del volcán Iguán.

OLADE-INECEL-ICEL-Aquater, (1987). Informe de Prefactibilidad, en el cual se presenta los resultados de los trabajos de geoquímica, geofísica, vulcanología, geoquímica e hidrología. Se definió dos horizontes posibles de fluidos productivos: a 2000m de profundidad con temperaturas > 200 °C y a profundidades de 500 a 1000 m con temperaturas de 150 °C.

OLADE-INECEL-ICEL, (1988). Informe final de la Junta Asesora del proyecto Binacional, realiza una evaluación del modelo geotérmico del área Tufiño-Chiles-Cerro Negro-Chalpatán, se define el proyecto Tufiño-chiles Cerro Negro como prometedor y

plantea la ubicación de los primeros pozos exploratorios de gradiente en el prospecto geotérmico Chiles-Cerro Negro como el siguiente paso a seguir 20 años más tarde.

MEER, (2009). Informe geotécnico realizado por HIGGECO, respecto al pozo exploratorio de gradiente de temperatura PGT-1, que alcanzo una profundidad de 554.30m, donde lamentablemente no se realizaron lecturas de temperatura para determinar el gradiente geotérmico.

CELEC EP-SYR, (2012). Revisión y análisis de la información existente de los anteriores informes, en especial del realizado por INECEL-OLADE-Aquater del proyecto Geotérmico Binacional Tufiño-Chiles-Cerro Negro, reinterpretan los resultados respecto a la Geología, Geofísica, Hidrología y Geoquímica y se propone la información del primer pozo exploratorio para una profundidad de 1100-2000 m

SIERRA, (2015). Estudio basado en la polaridad de los primeros arribos y la amplitud de las ondas S, se determinó el estado de esfuerzos tectónicos en la zona del complejo Chiles- Cerro Negro con una dirección preferencial de NE-SO.

CELEC EP-ISAGEN, (2015). Informe de la información existente, mapeo a detalle (1:10000) de la geología, las alteraciones hidrotermales y mapeo estructural. Además se realizaron10 dataciones radiométricas y re-logeo del pozo PGT-1. El estudio quedó incompleto puesto que no se realizó la geofísica (Magneto telúrico y Gravimetría) para definir el reservorio, debido a que la comunidad en territorio colombiano no autorizó que los mismos se lleven a cabo, quedando el proyecto en el limbo hasta nuevo aviso.

TELENCHANA E. (2016-2017). TESIS EPN en elaboración: sobre la evolución magmática del volcán Chiles y realizó estudios complementarios donde se incluye un breve mapeo.

1.6 DESARROLLO DE ESTE TRABAJO

A continuación se indica brevemente el contenido de los capítulos siguientes:

Capítulo II: Se describe la geología regional y local de la zona, como marco geológico del pozo PGT-1, en el cual se detallarán las unidades litoestratigráficas aledañas a la ubicación del pozo. Además se realiza un resumen del complejo volcánico Chiles-Cerro Negro, con depósitos glaciares y los aspectos geotérmicos.

Capítulo III: Se realiza la presente la descripción litoestratigráfica de los diferentes depósitos encontrados en el pozo PGT-1, por medio de las observaciones realizadas en el pozo tanto en el logeo como en el análisis microscópico – petrográficos de 62 láminas delgadas.

Capítulo IV: Se define las principales alteraciones hidrotermales, mediante el análisis de las láminas delgadas e interpretación de datos de TerraSpec, presentes en el pozo. A partir de estos datos se zonificaron las alteraciones de acuerdo a su paragénesis mineral.

Capítulo V: Aquí se hace una descripción y síntesis de los capítulos III y IV y se adiciona los resultados obtenidos en el TerraSpec, Spectral gamma logs. Dicha información es interpretada e integrada a un modelo geológico que se presenta en forma de columna estratigráfica generalizada del pozo.

Capítulo VI: Conclusiones y recomendaciones.

Por último y para respaldo del trabajo realizado se enlista el material bibliográfico utilizado. Adicionalmente se incluyen anexos del estudio de láminas delgadas estudiadas. La síntesis de los clastos encontrados en los depósitos detríticos, la tabla de resultados de Terraspec, y una columna estratigráfica interpretando los datos en escala 1:100.

CAPITULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1 GEODINÁMICA ACTUAL

El Ecuador forma parte de un sistema de subducción entre las placas tectónicas: Nazca (subductante) de origen oceánico y Sudamericana continental, originadas por la ruptura de la Placa Farallón hace aproximadamente 27 Ma (Pennington, 1981; Gutscher et al., 1999).

Dentro del contexto, existen otras interacciones tectónicas que intervienen en la dinámica actual. Las placas Nazca y Caribe, tienen un movimiento relativo hacia el este con respecto a la placa Sudamericana; las placas Nazca y Sudamericana convergen lentamente con la Placa Caribe; y las placas Cocos y Nazca, registran movimientos independientes (Lonsdale, 2005).

El Bloque Norandino (BNA), consiste de rocas oceánicas cretácicas (Gailler, 2007). La dirección del movimiento es hacia el NE, a una tasa de 1cm/a. El escape lateral del BNA, activo desde el Cretácico tardío, a lo largo de varias zonas de sutura (Pennington, 1981; Hughes y Pilatasig, 2001; Trenkamp et al, 2002), cuyos límites son inciertos hasta la actualidad. Al escape del BNA se le atribuye la apertura del golfo de Guayaquil durante el Mio-plioceno. (Benítez, 1985; Deniaud, 2000). La edad de subducción de Carnegie es controversial se propone una edad de ~ 5 Ma (Gutscher et al., 1999; Collot et al., 2009). El ridge de Carnegie se subduce hace 2-3 Ma según Pennington, (1991) y 10 Ma según Spikings, (2001).

El mecanismo de subducción es el responsable de la evolución y configuración del marco geológico, geodinámico y morfoestructural actual; entre estos se destaca la orogénesis de la Cordillera de los Andes Ecuatorianos (Hughes & Pilatasig, 2001; Spikings et al., 2014; Spikings et al., 2001).

Los Andes Ecuatorianos, se formaron por la acreción de distintos terrenos oceánicos desde el Cretácico hasta el Paleoceno (Hughes & Pilatasig, 2001). Está dividido en 3 secciones: 1) Cordillera Occidental, 2) Valle Interandino y 3) Cordillera Real (Barberi, 1988), limitados hacia el este por una cuenca de antearco (Costa Ecuatoriana) y al oeste por una cuenca trasarco (Amazonía Ecuatoriana) (Baldock, 1982; Aspden y Litherland, 1992).

La cuenca de antearco se extiende desde la línea de la costa hasta las estribaciones de la Cordillera Occidental (Figura 2.1-1), tiene una altitud promedio de 300m dentro de las Cordillera Chongón-Colonche (Baldock, 1982 & Deniaud, 2000). El basamento de la cuenca corresponde a la formación Piñón, datada en 89 Ma (Ar/Ar) (Luzieux et al, 2006), subyace a las formaciones del arco de islas San Lorenzo y Las Orquídeas, y a los volcanoclastos de las formaciones Cayo y San Lorenzo del Cretácico temprano (Luzieux et al, 2006). En el Mioceno medio comienza la inversión de las cuencas antearco, de forma contemporánea con la emersión de la cordillera Chongón-Colonche, que separa a las cuencas de Manabí y Progreso (Daly, 1989).

La Cordillera Occidental (Figura 2.1-1) presenta altitudes que varían desde 1000 a 4000 m.s.n.m. La cordillera está constituida por un basamento oceánico acrecionado durante Cretácico tardío, formando fallas transcurrentes N-S; está yuxtapuesto estructuralmente por sucesiones volcano-sedimentarias de litología similar, pero con diferentes edades (Vallejo, 2007). La Fm. Macuchi son volcano-sedimentos formados en un arco volcánico (Aguirre & Atherton, 1987), sobreyacida por una cobertura de los volcánicos recientes.

El Callejón Interandino se localiza entre la Cordillera Real y Cordillera Occidental y está definido como una depresión topográfica en dirección N-S a NNE-SSW. Los límites estructurales corresponden a fallas reactivadas, formadas anteriormente durante los eventos acresionarios en la Cordillera Occidental (Winkler et al, 2004). El relleno del Callejón Interandino comprende materiales volcano-sedimentarios,

provenientes de ambas cordilleras y de depósitos volcánicos plio-pleistocénicos (Litherland & Aspden, 1992).

La Cordillera Real se encuentra limitada por una serie de corrimientos o cabalgamientos de las fallas Cosanga, Mendez y Palanda (Litherland & Aspden, 1992). Se reconocen cinco divisiones litotectónicas: Zamora, Salado, Loja, Alao y Guamote; caracterizado por secuencias de rocas metamórficas de edad Paleozoica (Pratt & Duque, 2005; Litherland & Aspden 1992), separados estructuralmente por un sistemas de fallas regionales (Litherland & Aspden, 1992).

La Cuenca Oriente (Figura 2.1-1), constituye la cuenca trasarco de los Andes Ecuatorianos. Se reconocen tres eventos de formación en la cuenca: a) Pre-Cretácico, conformado por las formaciones Pumbuiza, Macuma; b) Cretácico, formado por las formaciones Santiago, Hollín, Napo y Tena, las cuales albergan petróleo (Dashwood & Abbotts, 1990; Baby et al., 2015); y c) Paleoceno, constituido por las formaciones: Tiyuyacu, Orteguaza y Chalcana de origen continental y marino. Las formaciones del Neógeno corresponden a un origen continental (Baby et al., 2015).

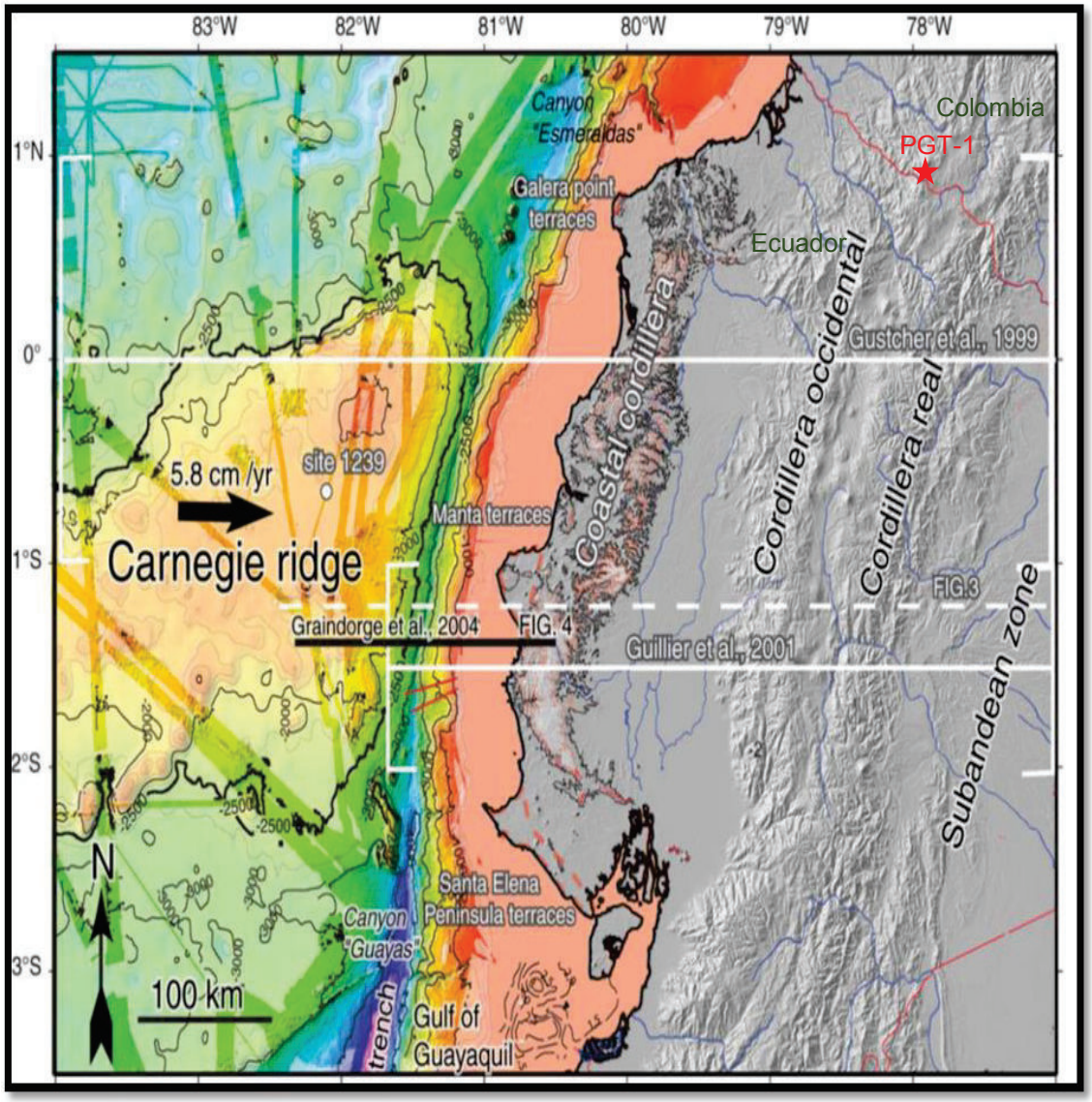


Figura 2.1-1: Mapa de los diferentes rasgos morfológicos, en el Ecuador. El asterisco rojo muestra ubicación del pozo PGT-1 (Modificado de Collot et al, 2010)

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

2.2.1 LITOESTRATIGRAFÍA

2.2.1.1 Unidad Pallatanga

La unidad Pallatanga se define como el basamento de la Cordillera Occidental (McCourt et al, 1997). Consiste de pillow lavas, basaltos, hialoclastitas, doleritas masivas, sedimentos marinos profundos, y rocas ultramáficas (Hughes & Pilatasig, 2002; Vallejo, 2007). Los límites estructurales de la Unidad Pallatanga son las fallas

Toachi- Pilatón al oeste y la falla Pujilí hacia el este (Hughes & Pilatasig, 2002). Está en contacto fallado con la unidad Yunguilla (Vallejo, 2007).

Geoquímicamente tiene afinidad de plateu oceánico, se atribuye su origen a una pluma de manto (Vallejo, 2007; Mamberti et al., 2003). Datada en zircones detríticos en el Cretácico superior en 87.1 ± 0.8 Ma (Vallejo, 2007; Vallejo, et al 2009). Está unidad es el posible basamento del pozo PGT-1 (Figura 2.2-2).

2.2.1.2 Grupo Río Cala

Incluye las rocas volcánicas de las Unidades Río Cala, Natividad, La Portada y las rocas turbidíticas de las Unidades Mulante, y Pilatón (Vallejo et al, 2009); limitado al este por la falla Toachi (Chiaradia et al., 2007). Edad comprendida entre el Campaniano al Maastrichtiano (Figura 2.2-1). La unidad la Portada no se describe puesto que está ausente en los alrededores del pozo PGT-1.

2.2.1.2.1 Unidad Río Cala

La unidad Río Cala consiste de lavas basálticas a andesíticas típicamente con fenocristales frescos de piroxeno (hasta un 1cm de diámetro), brechas volcánicas, rocas volcanoclásticas y ocasionalmente lentes de arenisca (Boland et al., 2000; Kerr et al., 2002). Las turbiritas de la Unidad Natividad sobreyacen y se intercalan por los basaltos andesíticos y brechas volcánicas de la unidad Río Cala (Vallejo, 2007).

Los basaltos de esta formación tienen afinidad calco-alcalina a toleítica y son derivados de una fuente de manto juvenil, formada por la subducción de una corteza oceánica engrosada en un ambiente interoceánico (Vallejo, 2007). La edad oscila entre el Campaniano-Maastrichtiano (Boland et al., 2000) y datada por el método Ar/Ar en el Maastrichtiano (66.7± 7.16 Ma) en un cristal de piroxeno (Vallejo, 2007).

2.2.1.2.2 Unidad Natividad

La unidad Natividad consiste de una secuencia sedimentaria, que incluye areniscas turbidíticas, arcillas, cherts con intercalaciones de lavas y tobas de composición basáltica (Vallejo, 2007). Se encuentra en contacto fallado con las unidades Pallatanga y Río Cala (Boland et al., 2000).

La Unidad Natividad fue depositada en la parte media a distal de un abanico turbidítico, durante la actividad contemporánea a el arco volcánico Río Cala (Vallejo, 2007).La edad es Campaniano-Maastrichtiano, basada en fauna foraminífera (Wilkinson, 1998; Vallejo, 2007).

2.2.1.2.3 Unidad Mulaute

La unidad Mulaute consiste de brechas matriz soportadas de grano fino, paquetes de limolitas y argilitas laminadas gris obscuras (BGS-CODIGEM, 1993-1999).

Los sedimentos de la unidad Mulaute son interpretados como la parte proximal a media de un abanico submarino (Hughes & Bermúdez, 1997). La edad según Vallejo, (2007) es el Cretácico Tardío.

2.2.1.2.4 Unidad Pilatón

La Unidad Pilatón consiste de capas finas de areniscas turbidíticas ricas en fragmentos volcánicos y microbrechas con fragmentos volcánicos y líticos (Hughes & Pilatasig, 2002; Vallejo et al., 2009). Los contactos este y oeste, son las unidades Silante y Mulaute respectivamente (CODIGEM-BGS, 1997-2003; Vallejo, 2007).

La fuente de los sedimentos que alimentaron al abanico es parte de un arco volcánico contemporáneo (Hughes & Bermúdez, 1997), probablemente asociado con el arco interoceánico Río Cala (Vallejo, 2007). La edad según Vallejo, (2007) va del Campaniano al Maastrichtiano.

Las rocas del Grupo Río Cala y la unidad Pallatanga son probablemente las que se podrían encontrar bajo el pozo PGT1 a profundidades de 1500 a 2000m.

2.2.1.3 Unidad Silante

La Unidad Silante comprende una secuencia continental de conglomerados, brechas, areniscas y lutitas, limolitas y tobas violáceas (BGS-CODIGEM, 1993-1999 & Vallejo, 2007). Está subyacida por la Unidad Yunguilla (Hughes & Pilatasig, 2002).

Los análisis geoquímicos de estas rocas primarias muestran que provienen de una fuente calco-alcalina, esto sugiere que los magmas no han sido contaminados por la corteza oceánica, su fuente es netamente continental (Vallejo ,2007).La edad según la microfauna se estima entre Oligoceno - Eoceno superior (Wilkinson, 1998).

Los clastos encontrados en el pozo PGT-1, podrían provenir de la erosión de esta unidad.

2.2.1.4 Grupo Angamarca

El grupo Angamarca constituido de una secuencia turbidítica del Paleoceno temprano a Eoceno tardío, agrupa: Las Unidades Saquisilí, Unacota, Apagua y El Laurel (Figura 2.2-2). Únicamente se describe la unidad El Laurel ya que es la única unidad del Grupo Angamarca que aflora en los alrededores del pozo PGT-1.

Unidad El Laurel

La Unidad El Laurel es una secuencia de lutitas, estratos ocasionales de arenisca (Van Thournout, 1991), incluyen capas-delgadas de arcillas negra y verdes, intercaladas con arenisca de grano fino y calizas ricas en material bioclástico incluye corales, es discordante con la Unidad San Juan de Lachas (Vallejo, 2007). Restringido a la parte norte en la Cordillera Occidental.

Las rocas sedimentarias en la Unidad El Laurel fueron depositadas en la parte distal de un abanico aluvial. La edad es Oligoceno Inferior inferida por foraminíferos del miembro de calizas (Vallejo, 2007).

2.2.1.5 Unidad Macuchi

Esta unidad no está en las cercanías del pozo PGT-1, no obstante se discute ya que representa un factor importante en la evolución de la Cordillera Occidental.

La Unidad Macuchi, corresponde a secuencia volcano-sedimentaria (90%) y pillow lavas e intrusiones diabásicas (remanentes) (BGS-CODIGEM, 1993-1998). Se encuentra estratigráficamente sobreyacida por rocas volcánicas sedimentarias de la Unidad Pilaló (Aguirre & Atherton 1987; Vallejo, 2007).

La geoquímica de las rocas volcánicas en la Unidad Macuchi es considerada como un arco volcánico bimodal de composición toleítica a calco alcalina (Vallejo, 2009). La edad por *fission track* en zircones es de 67.5 ± 10.7 Ma (Maastrichtiano), datado en una basalto andesítico (Spikings et al., 2005).

2.2.1.6 Unidad San Juan de Lachas

La Unidad San Juan de Lachas consiste de andesita y brechas andesíticas ricas en anfíboles, ocasionalmente interestratificadas con sedimentos (Salazar. 1981). Sobreyace a la Unidad El Laurel y a las rocas volcanoclásticas sedimentarias de la Unidad Pilatón (Vallejo, 2007). Está unidad posiblemente es parte del basamento del complejo volcánico Chiles – Cerro Negro.

Geoquímicamente tiene afinidad calco-alcalina considerada como un arco volcánico (Van Thournout, 1991). La edad datada es del Oligoceno, posiblemente extendiéndose hasta el Mioceno temprano (Vallejo, 2007).

2.2.1.7 Grupo Chota

El grupo Chota son sedimentos continentales de edad miocénica (Van Thournout, 1991; INECEL-Geotérmica Italiana Srl, 1982), está dividido en la Unidad Tumbatú y la Unidad Chota (Figura 2.2-2). Este grupo no aflora en los alrededores del pozo PGT-1, aunque su formación es contemporánea con las formaciones mio-pliocénica, ayudara a entender la evolución en el área.

2.2.1.7.1 Formación Tumbatú

La unidad Tumbatú se compone por conglomerados, areniscas, lutitas, capas de tobas y tobas multicoloreadas, tienen aporte metamórfico en la parte inferior y volcánico en la parte superior (D.G.G.M, 1980; INECEL-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

2.2.1.7.2 Formación Chota

Forman intercalaciones de brechas y conglomerados volcánicos, areniscas volcánicas y algunos estratos de calizas finas (D.G.G.M, 1980). Aflora a lo largo de riberas del rio Chota, donde se encuentra en contacto fallado con la Unidad Yunguilla al este cerca de la Estación Carchi (Van Thournout, 1991).

2.2.1.8 Formación Cangahua

La formación Cangahua, se distribuye a lo largo del corredor interandino desde Pasto (Colombia), hasta la provincia del Cañar (Ecuador); es kaki amarillenta con espesor promedio de 60 m cubre la topografía del Sierra actual (Figura 2.2-2). Consiste de cenizas volcánicas, cenizas retrabajadas (especialmente por vientos), sedimentos fluviales, lacustres, suelos incipientes, capas de lapilli de pómez intercaladas; según Vera y López (1986) se trata de cenizas y polvo volcánico, pómez, cristales de minerales volcánicos (plagioclasas, hornblenda, piroxenos, magnetita) y escasos fragmentos de líticos (Hall & Beate, 1991).

La Cangahua tiene procedencia principalmente de las calderas de los volcanes Chacana y Chalupas y de otros centros de emisión ubicados al este, y en menor grado

de importancia de los volcanes Pichincha, Mojanda, Quilotoa, Atacazo, Illinizas, Carihuairazo y otros. Su procedencia es de carácter dacítico - riolítico, y no tanto andesítica, que es la composición de volcanes que actualmente dominan la Sierra. Su origen es en gran parte caída de cenizas fina, mostrada por su buen sorteo y estratificación periclinal (Hall & Beate, 1991).

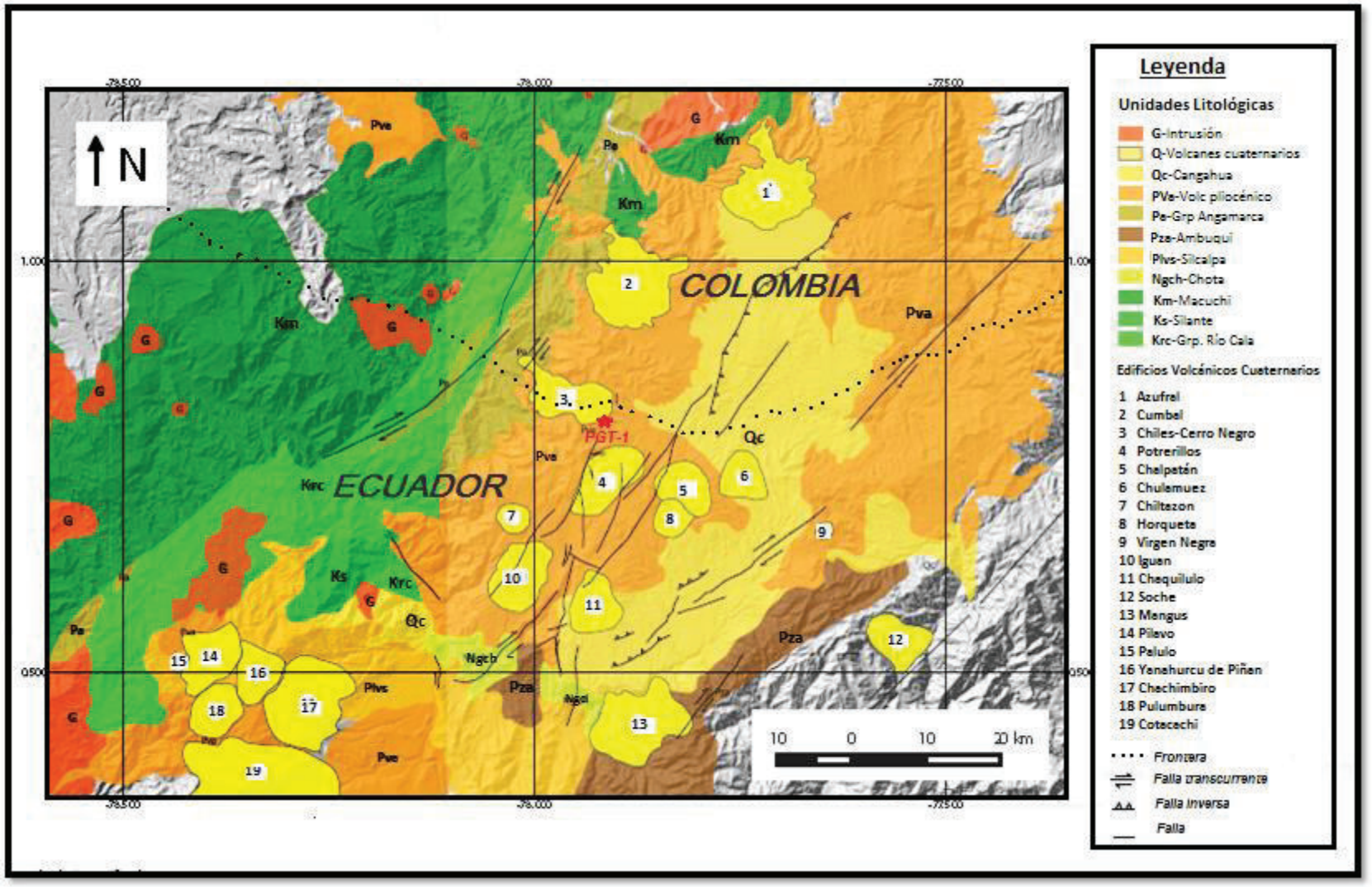


Figura 2.2-2 Mapa Geológico Simplificado de la frontera Colombo-Ecuatoriano (Modificado de Telenchana et al, 2015)

2.2.2 TECTÓNICA REGIONAL

En Cordillera Occidental la cinemática predominante es transcurrente, en dirección N-S, NNE-SSW y NW-SE, la cual produce una deformación y yuxtaposición compleja entre unidades tectónicas (Tibaldi & Ferrari, 1991; Vallejo, 2009) descritas a continuación:

La falla Pallatanga-Pujilí-Calacalí, es un sistema de fallas transcurrente dextral, en dirección NE (Spikings et al., 2001), se extiende desde el límite Oriental de la Cordillera Occidental (Ecuador) hasta el norte donde es nombrada como la falla del Cauca-Patía (Colombia) (Litherland & Aspden, 1992). Este sistema de fallas es posiblemente el que afecta en mayor proporción a la zona donde se encuentra el pozo PGT-1. En la sección 2.3.2 de la geología local se detalla de mejor manera los sistemas de fallas y estructuras presentes (Figura 2.2-3).

La zona de cizalla Toachi-Pilatón presenta milonitas que indican cizallamiento dextral (Hughes & Pilatasig, 2002). Limita las unidades cretácicas de las paleocénicas tardías y eocénicas (Vallejo, 2007).

La Falla Toachi-Toacazo, localizada entre 0^{0}-$1N^{0}$, marca el límite entre la Unidad Mulaute y las secuencias litológicas occidentales (Boland et al., 2000).

La zona de cizalla Mulaute, tiene dirección NE-SW, tiene movimiento dextral, constituye un cinturón de 8 km desarrolla un clivaje penetrante pizarroso dentro de la Unidad Mulaute (Boland et al., 2000).

La Zona de Cizalla Naranjal tiene 2 km de ancho, la dirección varía entre NE-SW y E-W a lo largo del río Naranjal al norte del Batolito de Apuela (Boland et al., 2000).

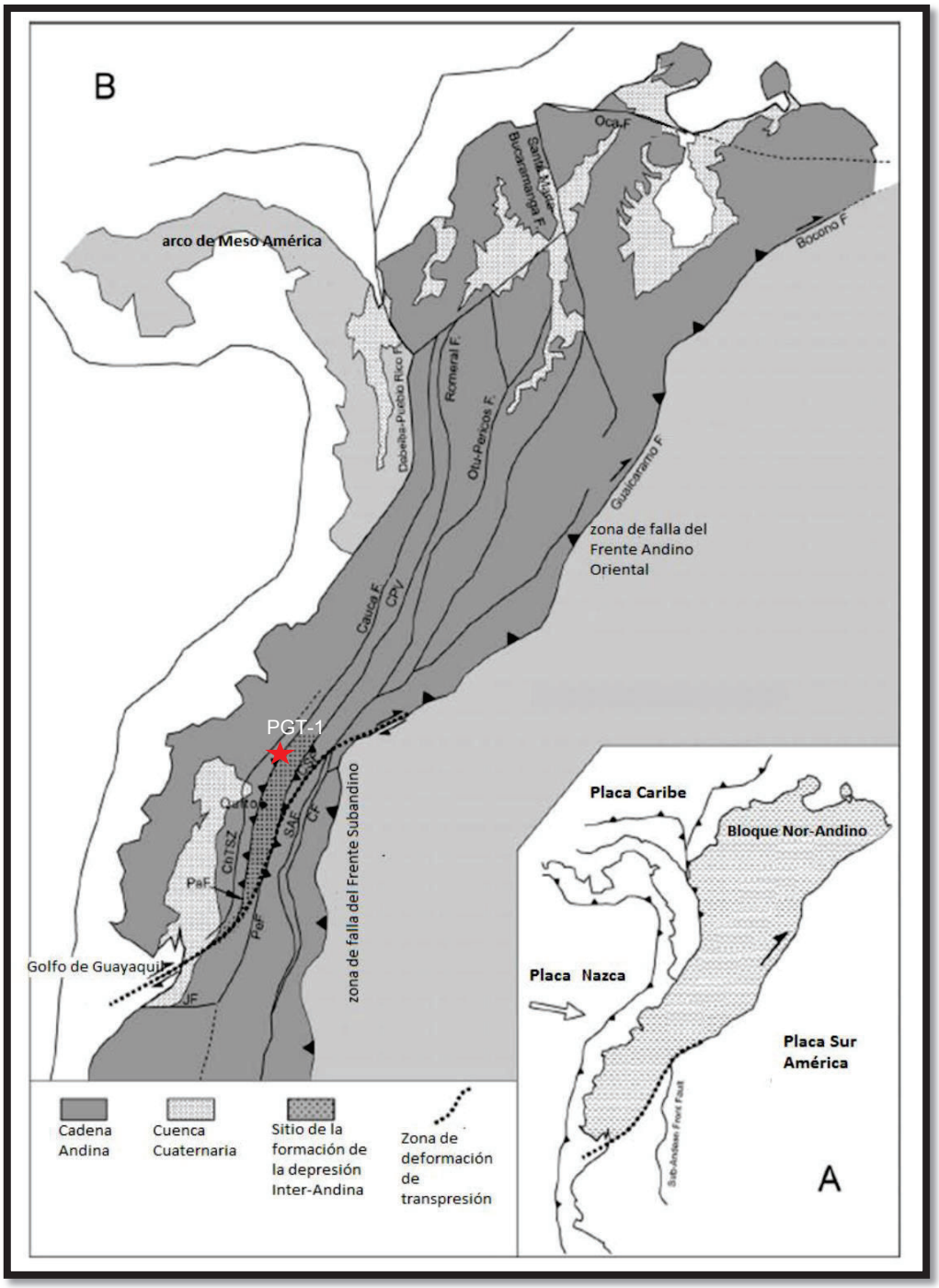


Figura 2.2-3: Esquema tectónico regional. A) Ubicación esquemática del Bloque Norandina y V) Principales fallas y limites tectónicos de los Andes del Nortes (Winkler et., 2005).

2.2.3 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

El basamento de la Cordillera Occidental es la Unidad Pallatanga formada a 87.1 ± 0.8 Ma (Vallejo, 2007), tiene afinidad de plateau oceánico. Posteriormente en el

Santoniano comienza la subducción al oeste originando un arco de Islas y una serie de turbiritas volcanoclásticas intercaladas con secuencias de lavas, denominadas Grupo Río Cala (Vallejo, 2007).

Desde los 85 a 65 Ma es acrecionada al margen Ecuatoriano el Bloque Palllatanga constituido de la Unidada Pallatanga y Grupo Río Cala. Consecuentemente la formación Yunguilla se deforma (Kerr, 2002).

Durante el Maastrichtiano, hay un abrupto cambio regional que coincide con el cambio de subducción en dirección este, formando el arco de islas calco-alcalino denominado Silante (Vallejo, 2007). Posteriormente se formó el arco Macuchi y Grupo Angamarca durante el Paleoceno a Eoceno.

En el pozo las unidades cretácicas están cubiertos por la secuencia de rocas volcánicas de edad pliocénica, cuyo espesor alcanza los 1000m (CELEC-EP & ISAGEN, 2012).

2.3 GEOLOGÍA LOCAL

2.3.1 LITOESTRATIGRAFÍA

2.3.1.1 Basamento

El basamento en el área del Chiles-Cerro Negro posiblemente es de afinidad oceánica, edad Cretácica superior y limitada por la falla Guachucal-El Ángel (descrita en sección 2.3.2.1). Únicamente aflora en el flanco W del territorio Colombiano a unos 45 km al NNE y una cota que bordea los 2800 m.s.n.m. Se encuentra ausente en el área del Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro (CELEC-ISAGEN, 2015).

2.3.1.2 Secuencia Mio-Pliocénica

La secuencia mio-pliocénica está constituida por secuencias de depósitos volcánicos y volcano sedimentos, localizados en la parte norte del Ecuador y es contemporánea con Formación Tarqui del sur del Ecuador (Hall & Beate, 1991).

2.3.1.2.1 Formación Pisayambo

La formación Pisayambo es una secuencia de lavas y materiales piroclásticos, suavemente inclinada pero no plegada. Mantea las partes medias y superiores de la Cordillera Occidental y Real, tanto al norte y al sur (Hall & Beate, 1991).

Litológicamente está constituida por paquetes de lavas, tobas, aglomerados y sedimentos. En la mayoría de casos sin presentarse la fuente de emisión debido a que están enmascarados por los depósitos volcánicos actuales; solo en pocos sitios se ha podido identificar las fuentes de emisión (Hall & Beate, 1991).

La edad es post-plegamiento (≤ 7 Ma), precede a la formación del Valle Interandino. (Hall & Beate, 1991).

2.3.1.3 Volcánicos Cuaternarios

El arco volcánico Ecuatoriano se extiende de norte a sur hasta la latitud de 2 ^{o}S (Figura 3.1-1), se encuentra distribuido en cuatro filas o zonas semi paralelas las cuales son: el Arco Frontal (Cordillera Occidental), el Valle Interandino, el Arco Principal (Cordillera Real) y la Zona Subandina. (Hall & Beate, 1991).

El Arco Frontal es una fila de estratovolcanes, ubicado a lo largo de la Cordillera Occidental de edad <1.3 Ma (Barberi et al., 1987). Entre los edificios volcánicos podemos destacar a los volcanes: Pichincha, Quilotoa, Chiles, entre otros La composición petrográfica característica es dacitas anfibólicas a veces con biotita (Hall & Beate, 1991).

El Valle Interandino se conforma de estratovolcanes o grupos de volcanes. Los centros volcánicos que pertenecen son: Igualata, Mulmul, Calpi, Tulabug, Ilaló, Imbabura y otros. La composición varía de ácidos a intermedios (Hall & Beate 1991). Se estima una edad aproximada 2.1 Ma (lavas pre-caldera del complejo Chalpatán) (Barberi et al, 1987).

El Arco Principal está ubicado a lo largo de Cordillera Real, está constituido por estratovolcanes y calderas. Entre los edificios volcánicos podemos citar los volcanes: Tungurahua, Cotopaxi, Antisana, Sangay, entre otros. La petrografía de las lavas más jóvenes de los estratovolcanes es bastante uniforme, constituidas de andesitas básicas a andesitas basálticas y en las calderas es riolíotica (Hall & Beate, 1991). Rango de edad desde el Plioceno Temprano al Presente (Barberi et al, 1987).

La Zona Subandina está constituido de un pequeño grupo de volcanes alineados N-S por encima del levantamiento del Napo. Entre los volcanes podemos destacar Sumaco, Pan de Azúcar, Yanayacu y otros. Los productos volcánicos de estos volcanes son basanitas y tefritas (Hall & Beate, 1991).

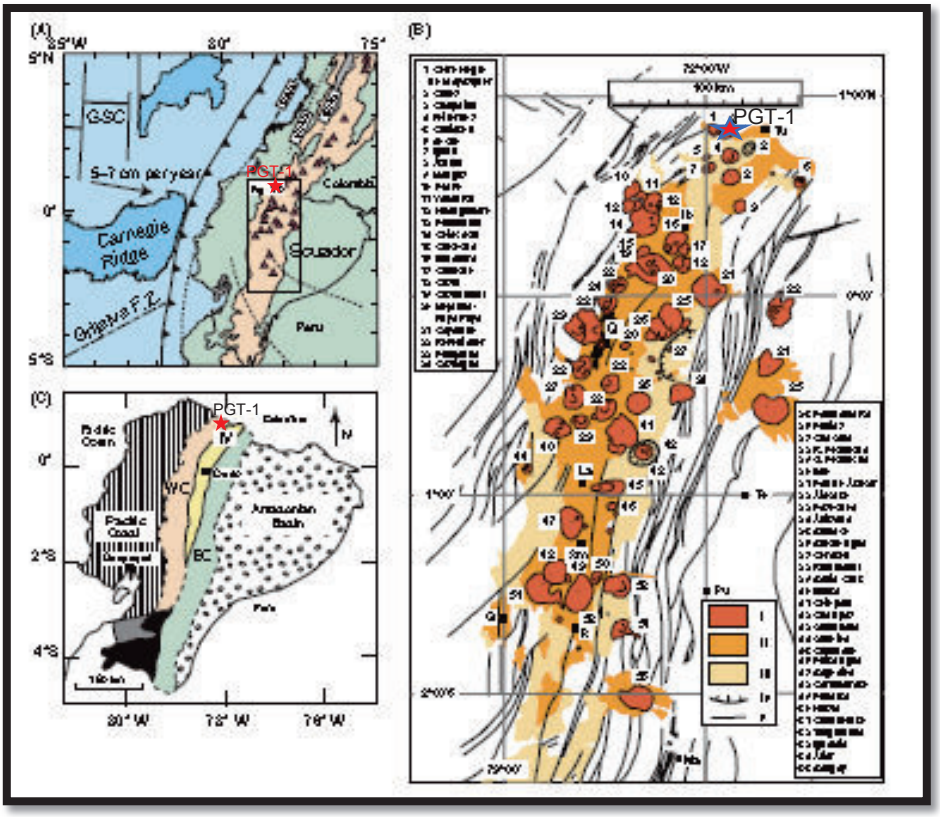


Figura 2.3-1 Mapa del arco volcánico Ecuatoriano (Tomado de Inguaggiato et al, 2010).

2.3.1.3.1 Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro

El complejo volcánico está integrado de dos volcanes centrales: Chiles (4.768 m.s.n.m) y Cerro Negro (4470 m.s.n.m), localizados sobre la frontera colombo-ecuatoriana y alineados en dirección WNW-ESE (INECEL-Geotérmica Italiana Srl, 1982).

Los edificios volcánicos del Chiles y Cerro Negro tienen diferentes episodios de actividad eruptiva efusiva (Figura 3.1-2). Están separados por periodos aproximadamente largos de inactividad con actividad glaciar que erosiona parcialmente el edificio volcánico antecesor (ICEL, 1983).

Chiles I & Cerro Negro I

El edificio volcánico del Chiles I, está profundamente disectado por valles glaciares. Sus materiales tienen poca variación composicional, sólo se conocen andesitas piroxénicas (OLADE-INECEL-ICEL-Geotérmica Italiana, 1983).

El edificio volcánico del Cerro Negro I, se localizan en el flanco oriental cerca de la cumbre actual, se encuentra sobre una secuencia lávica pliocénica mediante una discordancia erosiva fuerte. Sus materiales son predominantemente lavas andesíticas piroxénicas (OLADE-INECEL-ICEL-Geotérmica Italiana, 1983).

Chiles II & Cerro Negro II

El edificio volcánico del Chiles II está constituido por lavas exclusivamente, procedentes de un centro de emisión situado en el circo somital. Los productos emitidos muestran la secuencia: 1) Dacitas con estructura fluidal, 2) Dacitas con anfíbol, 3) Lavas piroxénicas y 4) Andesitas con olivino (ICEL, 1983).

La emisión de los productos de Cerro Negro II son depósitos lávicos, orientados hacia el norte. Esta actividad es seguida de un período de inactividad donde estos productos son erosionados por la actividad glaciar (ICEL, 1983).

Chiles III & Cerro Negro III

En Chiles III, se ha producido por pequeñas explosiones freatomagmáticas cerca de la cumbre dando lugar a pequeños cráteres de fondo plano con anillos, está constituido por fragmentos de rocas pre existentes y una pequeña cantidad de escorias juveniles dentro de una matriz limosa. Depósitos de “ash flow” son observadas hacia el flanco sur del Chiles, cerca de Lagunas Verdes, las cuales se disponen discordantemente sobre los flancos lávicos del Chiles I y II (ICEL, 1983; OLADE-INECEL-ICEL-Geotérmica Italiana, 1983).

El Cerro Negro III está constituido por flujo de bloques que descendieron por el valle de salida del volcán, producto de su actividad explosiva. Los materiales observados pertenecen predominantemente a las lavas pliocenas con una alteración hidrotermal muy leve (OLADE-INECEL-ICEL-Geotérmica Italiana, 1983).

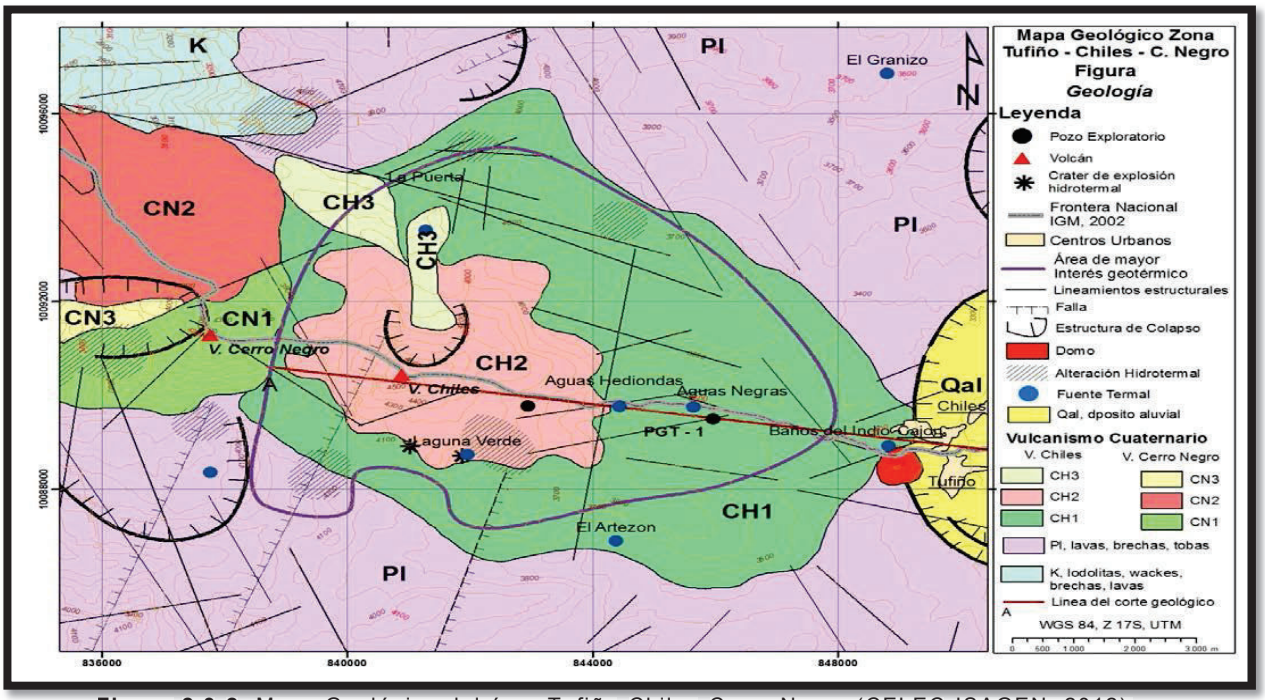


Figura 2.3-2. Mapa Geológico del área Tufiño-Chiles-Cerro Negro (CELEC-ISAGEN, 2012).

2.3.2 ESTRUCTURAS

Las estructuras presentes son fallas transcurrentes con componente inverso, en dirección preferencial NE-SW, posiblemente parte del sistema de fallas del Bloque Noandino (CELEC-ISAGEN, 2012).

2.3.2.1 Falla El Ángel–Guachucal

La falla El Ángel-Guachucal es transcurrente dextral con componente inversa y rumbo NNE a NE (Alvarado, 2012). Esta falla pone en contacto el basamento oceánico (hacia W) con el basamento continental y rocas metamórficas (hacia E) (Figura 2.3-3). Su continuación hacia el NE son las fallas Silvia Pijao y Cauca – Almaguer, parte del sistema Romeral (INGEOMINAS, 2007; CELEC-ISAGEN, 2015). Tiene alineamiento paralelo respecto al río Carchi y algunas quebradas menores y bloques inclinados hacia el oeste (ICEL, 1983).

2.3.2.2 Falla Chiles-Cerro Negro

La falla Chiles-Cerro Negro tiene un rumbo WNW-ESE. Afecta al domo de Tufiño y las rocas pliocenas y cuaternarias, además forma un lineamiento entre la parte somital de los volcanes Chiles y Cerro Negro. Está falla probablemente es propulsor de las manifestaciones termales de Aguas Hediondas, Aguas Negras y otras aledañas (ICEL, 1983).

2.3.2.3 Falla Cariyacu

La falla Cariyacu tiene un rumbo NNE y un ángulo medio de buzamiento hacia el W. Su traza es muy clara en las rocas pertenecientes al volcanismo pliocénico, especialmente al Artezón (OLADE-INECEL-ICEL, 1988; CELEC-ISAGEN, 2014). Esta falla pone en alineación las zonas de alteración hidrotermal con azufre nativo, tanto al pié S y N del volcán Chiles, y las fuentes termales de aguas Hediondas (OLADE-INECEL-ICEL, 1988). Esta falla seria parte de la Falla El tambo en el lado Colombiano (Ingeominas, 2007).

2.3.2.4 Falla Pupuerán

La falla Pupuerán corta la parte SSW del Chiles, su caldera y el volcanismo pliocénico. A lo largo del trazo de la falla se ubican zonas de alteración hidrotermal (CELEC-ISAGEN, 2014).

2.3.2.5 Falla Piedrancha

La falla Piedrancha es transcurrente dextral con rumbo WSW-ENE, se localiza en el SW de Colombia y al oeste de la ciudad de Pasto, posiblemente se prolonga hacia el sur del Ecuador (Falla Carolina?). La falla pone en contacto las rocas oceánicas cretácicas (hacia W) y las rocas volcánicas del cenozoico (hacia E) de Colombia (Paris et al., 2000).

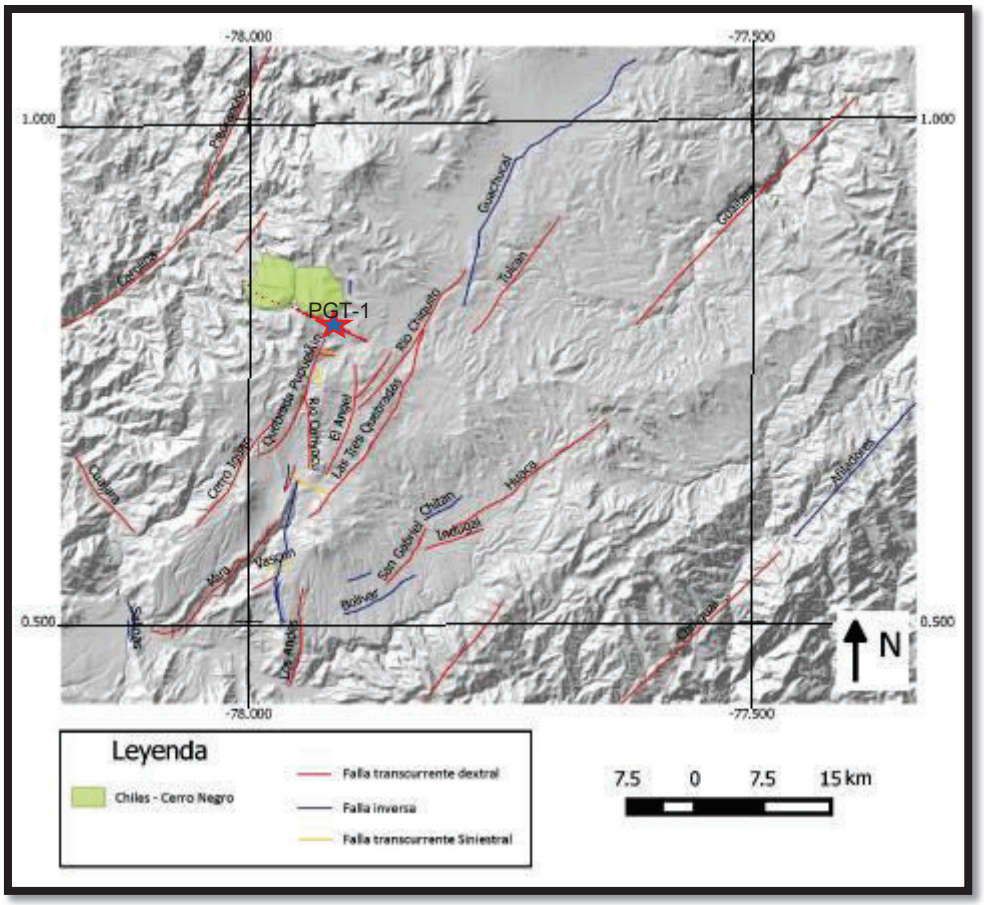


Figura 2.3-3 Fallas identificadas en el área del Chiles-Cerro Negro (Alvarado, 2014-inédito).

2.3.3 DEPÓSITOS GLACIARES

Las glaciaciones durante los últimos 3.5 Ma en parte de los Andes han sido de similar o de magnitud superior a la última glaciación, lo que implica que la Cordillera de los Andes se han estado levantando hasta la altura actual (Clapperton, 1983).

Las glaciaciones en los Andes se caracterizan por períodos glaciares e interglaciares. El patrón de fluctuaciones de los glaciares es conocido desde los últimos 40 000 años, la mayoría de morrenas están asociados a este período (Clapperton & Vera, 1986). La diferencia entre la línea *snowline* actual en los Andes y las glaciaciones en los Andes es de 400 m a 1000 m, más bajo en el presente (Nogami, 1976: Clapperton, 1983).

Los períodos glaciares en el Ecuador, desde la última glaciación hasta la más joven, se describen a continuación**:**

1. Penúltima glaciación: caracterizada por depósitos de tilitas oxidadas, superan el espesor de 2m. Los límites altitudinales son 2450 m.s.n.m a 3250 m.s.n.m (Clapperton & Vera, 1986; Clapperton, 1983).
2. Última glaciación temprana: representada por depósitos de morrenas, morfologías erosionadas y tillitas oxidadas, espesor menor a 2m, los limites altitudinales son. 2900 m.s.n.m. hasta 3800 m.s.n.m. Este período de glaciación correspondiente a una edad mayor a 40 ka (Clapperton & Vera, 1986; Clapperton & McEwan, 1985).
3. Última glaciación tardía: depósitos de morrenas con morfologías erosionadas, los límites de altitud entre 3000 a 3900 m.s.n.m. La edad es ‹35 ka (Clapperton & Vera, 1986; Clapperton & McEvan, 1985). El pozo PGT-1 se encuentra en el rango de las cotas descritas anteriormente.
4. Glaciar Tardía: depósitos de morrenas, los límites altitudinales son: 3800 m.s.n.m a 4400 m.s.n.m. La edad varía desde 12 ka hasta 10 ka (Clapperton & Vera, 1986).

5. Neoglaciar: depósitos de morrenas, superpuestos en algunos lugares por capas de cenizas, los limites altitudinales son: 3900m.s.n.m a 4600m.s.n.m. La edad es ‹ 2000 años AP (Clapperton & Vera, 1986).
6. Pequeñas edad de hielo: correspondientes a líneas de morrenas de material fresco sin oxidación, los limites latitudinales son: 4100 m.s.n.m a 4800 m.s.n.m. La edad corresponde al período entre el siglo 15 a 20 de nuestra era (Clapperton & Vera, 1996: Hastenrath, 1981).

2.4 ASPECTOS GEÓTERMICOS

2.4.1 CARACTERÍSTICAS GENERALES Y MODELO CONCEPTUAL GEOTÉRMICO

El modelo para conceptualizar un recurso geotérmico hidrotermal asociado a una fuente de calor magmático, debe tener en cuenta los factores básicos:

1. Temperatura: se puede determinar el tipo de “plays” geotérmico el uno de Vapor dominante u otro de Agua Dominante
2. Permeabilidad: El sistema geotérmico debe ser permeable, para permitir la dinámica de los fluidos en el sistema.
3. Fluidos benévolos: permiten el aprovechamiento del recurso, ya que sí son extremadamente ácidos la explotación del recurso se torna difícil a imposible.

Estos factores deben coexistir con los descritos a continuación, en un mismo sistema geotérmico hidrotermal diferenciado o somero.

1. Fuente calor: generalmente es una cámara magmática con actividad volcánica asociada permanente en el tiempo. Es la encargada de producir una anomalía térmica positiva la cual es el motor del sistema geotérmico.
2. Basamento impermeable: grupo de rocas impermeables, que permiten transferir el calor al reservorio por convección desde la fuente de calor permeable.

3. Reservorio permeable: grupo de rocas permeables capaz de alojar en sus intersticios y fracturas interconectadas aguas del reservorio en convección y recibir la recarga al sistema.
4. Capa Sello (self-sealing): capa de rocas impermeables caracterizada por contener: esmectita (<150°C) y esmectita/illita (150°C a 200°C), cerca de la fuente de calor. Es la encargada de mantener al sistema geotérmico sellado para evitar pérdidas excesivas de calor.
5. Recarga: aguas meteóricas infiltradas a través o a lo largo de fallas y rocas porosas; retroalimentan al sistema geotérmico de lsa pérdida natural de fluidos.
6. Manifestaciones termales de superficie: son manifestaciones de fuga del reservorio geotérmico que llegan a la superficie en forma de fuentes termales, fumarolas, géisers y *steam heated*.

2.4.2 ALTERACIONES HIDROTERMALES

La información sobre las alteraciones hidrotermales se basaron en datos preexistentes y observaciones de campo desarrolladas en el informe CELEC-ISAGEN, (2015), se definieron siete tipos de alteración hidrotermal, descritos a continuación:

1. **Propilítica Mesotermal (clorita, carbonatos**): relacionada a un evento regional antiguo o ligado a un sistema hidrotermal fósil porfídico cercano pre-Chiles. Afecta únicamente a las rocas mio-pliocénicas de la parte SW del Chiles.
2. **Argílica (illita, dickita, caolinita, sílice ± sulfuros ± vetillas):** de temperatura media, relacionado con un sistema hidrotermal fósil y erosionado (pre-Chiles), y afecta solamente a las rocas mio-pliocénicas de lado NNW del Chiles.
3. **Argílica Avanzada (alunita, caolinita, sílice, dickita, pirofilita, dickita, topacio):** sugieren temperaturas entre 250-300 ^{0}C en un ambiente muy ácido y son la evidencia fósil hidrotermal (Pre-Chiles), que ocupa un área de al menos 100 Ha, en el sector de Azuay sobre las rocas Mio-pliocénicas.
4. **Argílica Avanzada tipo Steam Heated (ópalo, esmectita, caolinita, pirita, azufre nativo):** está alteración actualmente se produce en la superficie con

aporte de H_2S. Este produce un blanqueamiento de las rocas (andesita y dacitas) en los sectores de Lagunas Verdes, Potrero de Mulas y Flujo de Gradas (Figura 2.4-1). Su disposición aparente es subhorizontal, pero sus afloramientos se encuentran alineados en dirección NNE, probablemente controlada por la falla Pupuelan (CELEC-ISAGEN, 2015). El área de la caldera Chiles muestra una mineralogía de alteración parecida.

5. **Silicificación (ópalo):** de baja temperatura, restringida al borde N del Chiles y asociada a las rocas basales sin alterar del Chiles.
6. **Argílica (esmectita):** de baja temperatura, mapeada en el borde N del Chiles y alterando una secuencia andesítica probablemente la base del Chiles (Figura 2.4-1).
7. **Propilítica Epitermal (Sub propilítica):** representa un ambiente dominado por fluidos de alto pH, dentro de un rango de temperatura 150-250^{0}C. Se encuentra en un acuífero permeable, representado por volcano-sedimentos y andesita vesiculares mio – pliocénicas, forma una capa sello debido a la cantidad de arcillas. Un sínter silice formado a partir de las aguas alcalino-cloruradas se encontró en el sitio de Aguas Negras (CELEC- ISAGEN, 2015).

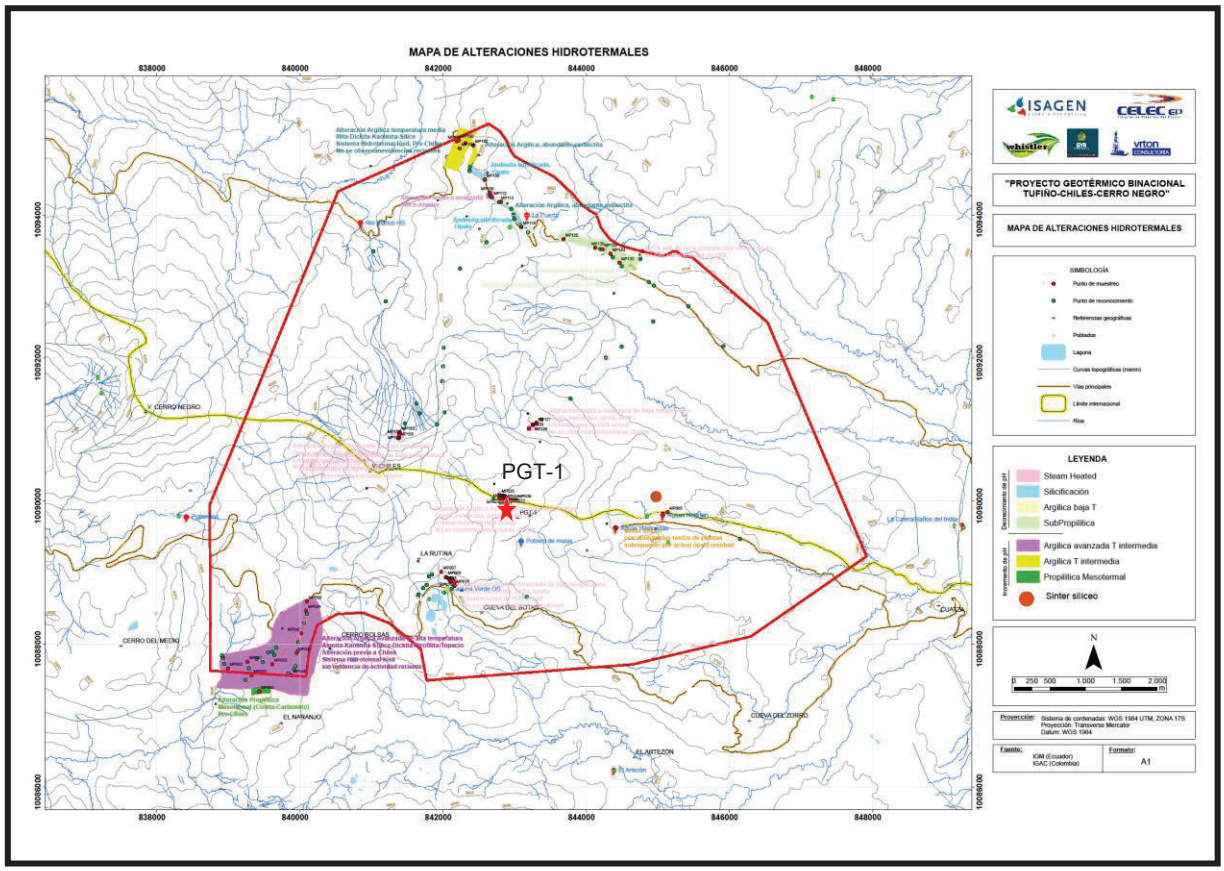


Figura 2.4-1: Mapa de Alteraciones Hidrotermales en el Complejo Chiles-Cerro Negro (CELEC-ISAGEN, 2015). Límite roja es el límite del Proyecto Binacional Binacional Tufiño Chiles- Cerro Negro.

2.4.3 MODELO GEOTÉRMICO CELEC-ISAGEN (2012)

El modelo está centrado en las características del reservorio profundo fue proporcionado por SYR (2010). Este modelo tiene las características de los dos modelos OLADE-INECEL-ICEL en 1983 y AQUATER en 1987 y muestra un sistema geotérmico en el flanco E del V. Chiles y un flujo lateral (outflow) al este, pasando por Aguas Hediondas hacia las fuentes termales cerca del pueblo de Tufiño (Figura 2.4-2). El sistema está cubierto por una capa sello de arcillas. Este modelo toma en cuenta los elementos de los modelos genéricos clásicos para sistemas hidrotermales asociados a estrato-volcanes andesíticos. Sin embargo, este modelo no toma en cuenta la química de los fluidos levemente equilibrados de los rasgos termales y la hidrología somera en la vecindad de Aguas Hediondas (CELEC-ISAGEN, 2012).

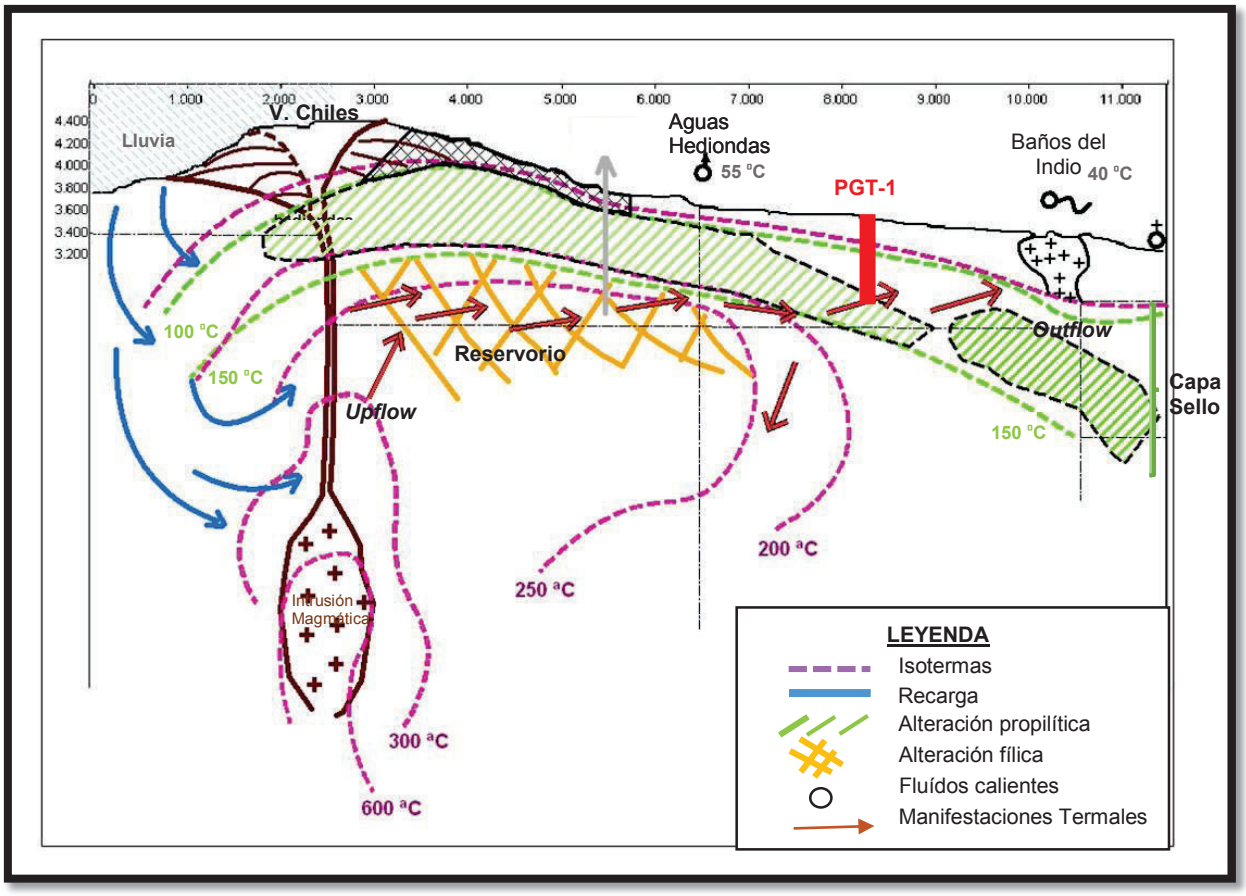


Figura 2.4-2 Modelo conceptual para Tufiño, indicando un recurso de alta temperatura bajo el V. Chiles con un flujo lateral (outflow) hacia el este (Modificado de Beate, (2010). Tomado de informe CELEC-ISAGEN, 2010).

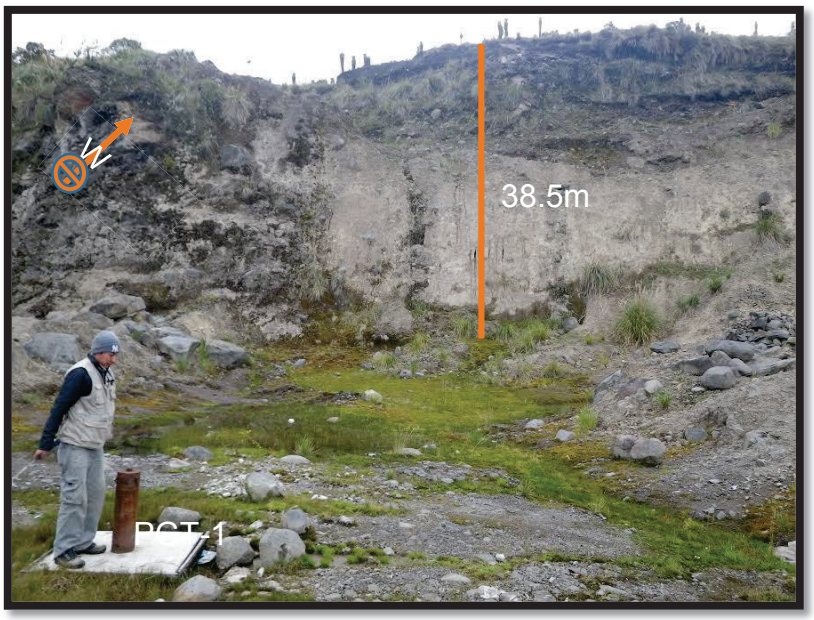
CAPÍTULO III

LITOESTRATIGRAFÍA DEL POZO PGT-1

La perforación del pozo PGT-1, de propiedad del MEER, inicia en marzo del 2009 y finaliza llegando a una profundidad de 554.30 m, con un diámetro inicial HQ (96.1mm) hasta los 300 m aproximadamente y continua con diámetro NQ (75.7mm) hasta finalizar. No se encontró registros de revestimiento. El pozo se realizó para una recuperación continua de los testigos de perforación en las coordenadas 089821 N; 178494 E a una cota de 3545 m.s.n.m.

3.1 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

La secuencia encontrada en el pozo PGT-1, se caracteriza por depósitos de till, flujos de lavas y volcanosedimentos, formados en el Neógeno. Esta información es complementada con la descripción de los depósitos en superficie correspondientes a una capa de suelo, tefra y parte del till peniglaciar (Fotografía 3.1-1). A continuación se describe la secuencia litoestratigráfica encontrada:



Fotografía 3.1-1: Afloramiento de till del peniglaciar, localizado a un lado del pozo PGT-1 (Foto cortesía de Ing. Bernardo Beate).

3.1.1 SUELO

Límite: 3583.5 m.s.n.m – 3583 m.s.n.m.

Litología: Capa de suelo arcilloso de color negro, matriz soportada, textura clástica pelítica, corresponde a la parte superior en la secuencia estratigráfica del área del Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro. Es el suelo actual con vegetación de páramo al tope (Figura 3.1-1).

Espesor: promedio 1m.

Edad: estimada ≤ 10 ka

3.1.2. TEFRA POSTGLACIAR

Límite: 3583 m.s.n.m – 3582 m.s.n.m.

Litología: consiste de una capa de tefra blanca, matriz soportada, bien sorteada, distribuida en forma uniforme periclinal, en el poblado de Tufiño y los alrededores del Complejo volcánico Chiles-Cerro Negro.

Espesor: aproximado 50 cm.

Edad: Aproximadamente 10 ka (Beate, 1994).

Interpretación: la capa de tefra encontrada en los alrededores del Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro es interpretada y descrita por Beate, (1994) como un depósito distal del volcán Soche de origen pliniano, cuyo lóbulo de distribución tiene un eje hacia el NW alcanzando las poblaciones de Tufiño en Ecuador y Cumbal, y Guachucal en Colombia. La pliniana del Soche representa niveles iníciales con pómez biotitica blanca altamente silícea, los cuales decrecen abruptamente hacia arriba para dar lugar a una pómez andesítica color café-plomo con piroxeno.

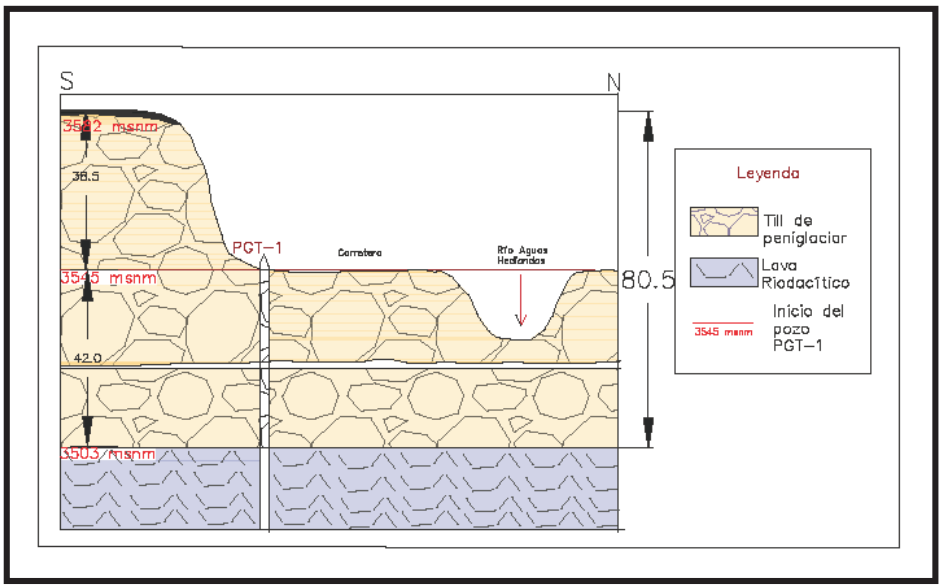


Figura 3.1-1: Esquema de la parte superior del pozo PGT-1.

3.1.3. TILL DE PLENIGLACIAL

Límites: 3582m.s.n.m – 3503m.s.n.m

Medida que integrada desde la superficie hasta el inicio del pozo PGT-1 en 3545 m.s.n.m (Figura 3.1-1).

Litología: consiste de un depósito de morrenas con textura clástica, clasto soportado, poco consolidado y mal sorteada; se compone de una fracción fina (matriz), cantos y bloques. Posee una capa de tefra intercalada de origen desconocido de color blanco, matriz soportada, bien clasificada y espesor 2.65 m.

Fotografía 3.1-2: Capa de tefras entre depósito de glaciar. Profundidad (24-30) m.

- La matriz (60%) se encuentra constituido de:
  - Fracción fina (30%): color marrón, pelítica.
  - Fragmentos de clastos (10%): sub-redondeados a sub-angulosos de andesita negra, dacita gris y riodacita bandeada de tamaño entre 1 - 3 mm
  - Fragmentos minerales (20%) de cuarzo redondeado, plagioclasas macladas, biotitas hojosas oxidadas, hornblendas prismáticas, piroxenos, micas, piritas y ópalos, tamaños promedio ≤ 1mm.

Dentro de la matriz no se observa alteraciones hipógenas, solo rasgos de oxidación probablemente en minerales máficos (alteración supérgena).

- Los cantos (25 - 30) % son en su mayoría rocas angulosas a sub-angulosas volcánicas, compuestas de: andesita gris, andesita negra, riodacita y en menor cantidad andesita olivínica, andesita de (2px) y tobas soldadas. Tamaño promedio 6.5cm a 4.5cm.
- Los bloques (15%-10%) son angulosos, están constituidos de: riodacita bandeada y andesitas y dacitas gris. Tamaños centimétricos a métricos.

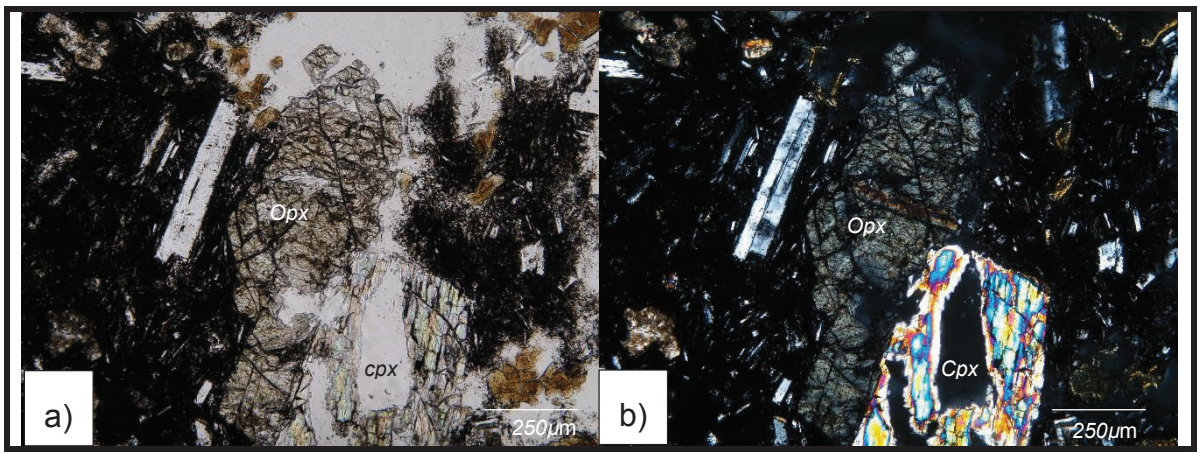
El análisis microscópico-petrográfico se realizó en los clastos, descritos a continuación:

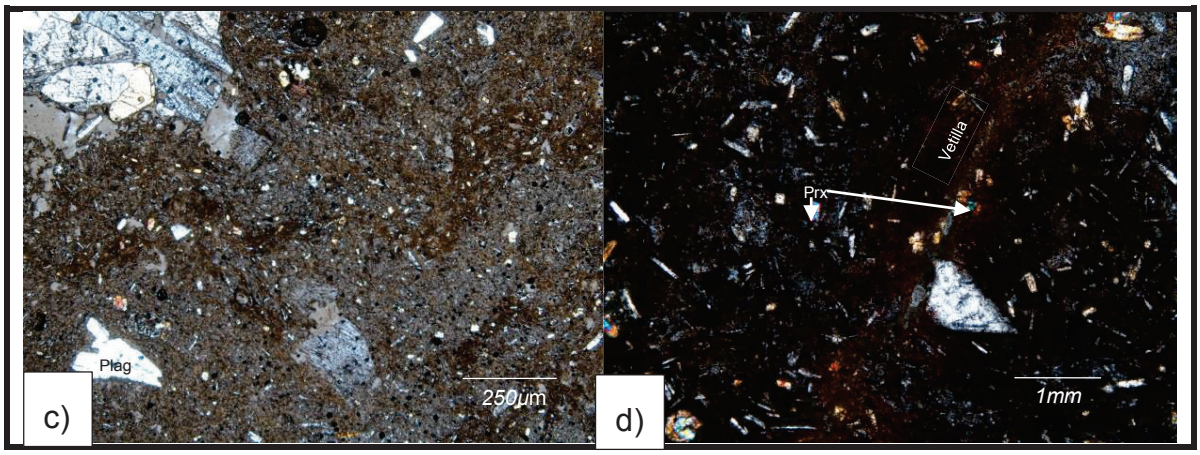
La muestra TF-01, corresponde a una andesita de 2px, tiene textura glomeroporfídica intersticial (Fotografía 3.1-3, a y b). Está compuesta:

- Fenocristales (21%): de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Tamaño promedio 0.8mm.
- Matriz (76%): es microcristalina con presencia de cristales de plagioclasa y máficos.
- Vesículas (3%): irregulares, tamaño <0.1mm.

La muestra TF-02, corresponde a una toba soldada, tiene textura clástica psamítica (Fotografía 3.1-3, c y d). Se compone:

- La matriz (82.5%): color café, compuesto de ceniza fina.
- Fragmentos de minerales (9.5%): son plagioclasas, anfíbol y clinopiroxenos. Tamaño promedio >0.7mm.
- Fragmentos de clastos (5%): son rocas andesíticas 2px.
- Poros (3%).





Fotografía 3.1-3: a) y b) (Muestra TF-01) Andesitas de (2px): textura glomeroporfirítica intersticial, presenta fenocristales de plagioclasa (Plag), ortopiroxeno (Opx) y clinopiroxeno (Cpx), en una matriz microcristalina con cristales de plagioclasa alargados (Nicoles Cruzados) **c) y d) (Muestra TF-02), Toba Soldada:** textura psamítica, presenta fragmentos de cristales individuales y aglomerados de plagioclasa, y piroxeno, en una matriz criptocristalina de ceniza fina café oscuro

Tefras: color blanco, tiene textura psamítica es matriz soportada, bien clasificada (Fotografía 3.1-2). Se compone:

- Matriz (98%): color blanco, textura clástica psamítica, compuesta de ceniza fina y trazas de fragmentos minerales.
- Fragmentos minerales (2%): de plagioclasa y biotita. Tamaño promedio <1mm.

Edad: aprox. 40 - 20 ka, (Clapperton & Vera, 1986)

Contacto litológico y espesor: el contacto no se puede observar. El espesor es 79m

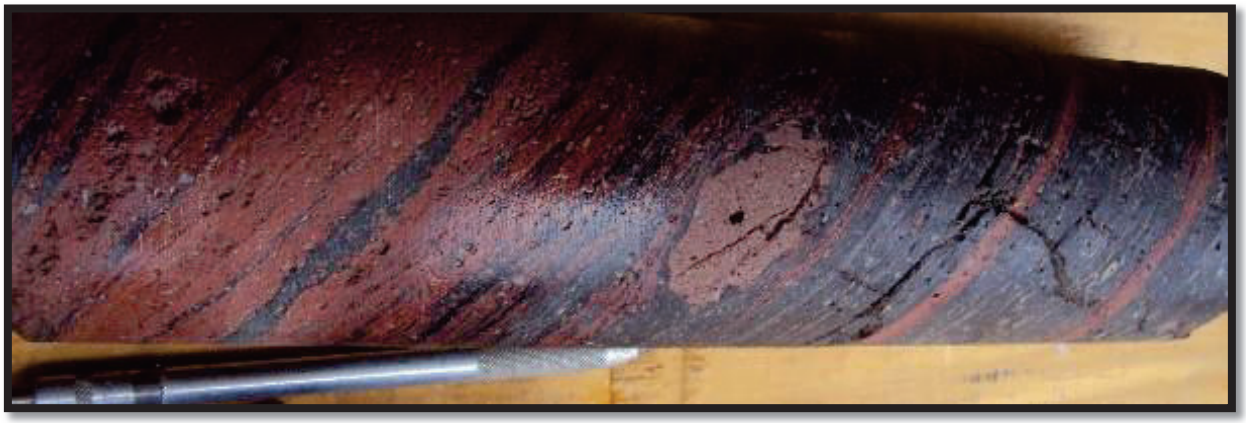
Interpretación: los depósitos de morrena tienen diferentes tipos de fuentes, en su mayoría provienen del complejo volcánico Chiles I y Chiles II (90%) y en menor proporción de fuentes lejanas al pozo PGT-1.

La fuente de los depósitos de tefra deben provenir de los volcanes aledaños, como: Cumbal, Azufral y Túquerrez, de edades entre 3 a 6 ka. Según ICEL (1983), estos registran episodios de volcanismo explosivo, con presencia de flujos piroclástica. Cabe mencionar, que aunque no se han encontrado evidencia de flujos piroclásticos en el complejo Chiles-Cerro Negro, no se descarta la posibilidad.

3.1.4. FLUJO DE LAVA RIODACÍTICO

Límites: 3503 m.s.n.m – 3482.2 m.s.n.m

Litología: consiste de un flujo de lava riodacítica porfirítica bandeada rosácea, tiene xenolitos (ácidos). Los xenolitos: incluyen andesita gris y dacita rosácea, tamaño promedio 2 a 3 cm (Fotografía 3.1-4). Las lavas tienen una dirección en las fracturadas de 30^0 a 40^0 aproximadamente, dentro de esta se puede encontrar trazas de sulfuros diseminados como pirita diminuta en fracturas.



Fotografía 3.1-4: Lava riodacítica bandeada, textura porfirítica con presencia de fenocristales de plagioclasa.

Las muestras TF-05 y TF-07, presentan textura porfirítica traquítica intersticial bandeada. Se componen:

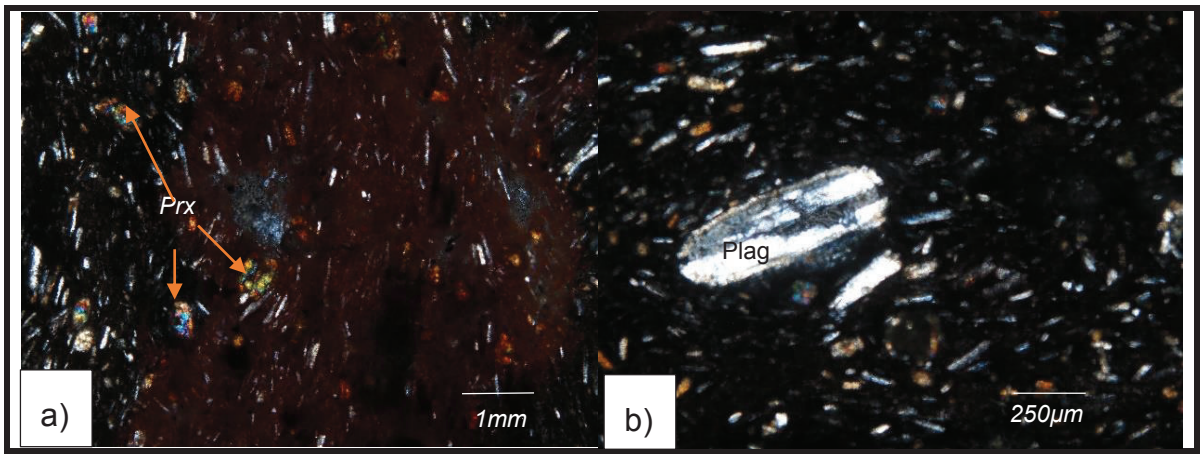
- La matriz (79%): está constituida de vidrio y pocos microlitos de plagioclasa, piroxeno y anfíbol, de tamaño promedio 40µm. Los microlitos de plagioclasa se disponen en forma fluídal (Fotografía 3.1-5, a y b).
- Fenocristales (17%): compuesta de plagioclasas (An_{20} y zonadas), clinopiroxeno, hornblenda y trazas (3%) de opacos, el tamaño promedio es 1.1 - 0.7 mm.
- Los xenolitos (4%) son:

Dacitas (2.5%): sub-redondeadas de textura glomeroporfirítica.

- Los fenocristales (22%) son: plagioclasa (An_{50}), anfíbol, tamaño promedio 750 µm.
- La matriz (78%) es microcristalina compuesta: vidrio, plagioclasa, cuarzo, tamaño promedio 150µm.

Andesita Ácida (1.5%): sub-redondeada con textura porfirítica pilotáxica.

- Los fenocristales (5%) son: plagioclasa, piroxeno, tamaño promedio 550 µm.
- La matriz (95%) es traquítica, compuesta: vidrio gris oscuro, plagioclasa, anfíbol, cuarzo, tamaño promedio 350 µm.



Fotografía 3.1-5: a) y b) (Muestra TF-07) Riodacita, textura porfirítica traquítica, compuesta de fenocristales de plagioclasa (Plag), en una matriz microcristalina, en el cual los cristales de plagioclasa (Plag) se distribuyen en forma fluídal y los piroxeno rellenan los espacios intersticiales (Nicoles cruzados)

Edad: CELEC-ISAGEN, (2015) obtuvo una edad en hornblendas de 271.4 ± 81 ka (Ar/Ar), en una roca fresca de este grupo.

Contacto Litológico y espesor: el contacto es erosional con las morreras (techo) por la presencia de bloques en el contacto de estos dos depósitos. Espesor promedio de 20.8m.

Interpretación: La secuencia de lavas son parte del edificio volcánico del Chiles 1d, caracterizado por riodacitas y dacitas (CELEC-ISAGEN, 2012) (Figura 2.4-2).

3.1.5. FLUJO DE LAVA ANDESÍTICO-DACÍTICO

Límites: 3482.2 m.s.n.m - 3447m.s.n.m.

Litología: Consiste de una secuencia compuesta de dos flujos de lavas (Figura 3.1-2), descritas a continuación:

1. Lava andesita ácida porfirítica gris oscura con presencia de xenolitos que incluyen andesita gris y dacita rosácea, tamaño promedio 1 - 3.5cm.
2. Lava de dacita negra, porfirítica con presencia de xenolitos que incluyen andesita negra, tamaño 0.8 - 1.5 cm.

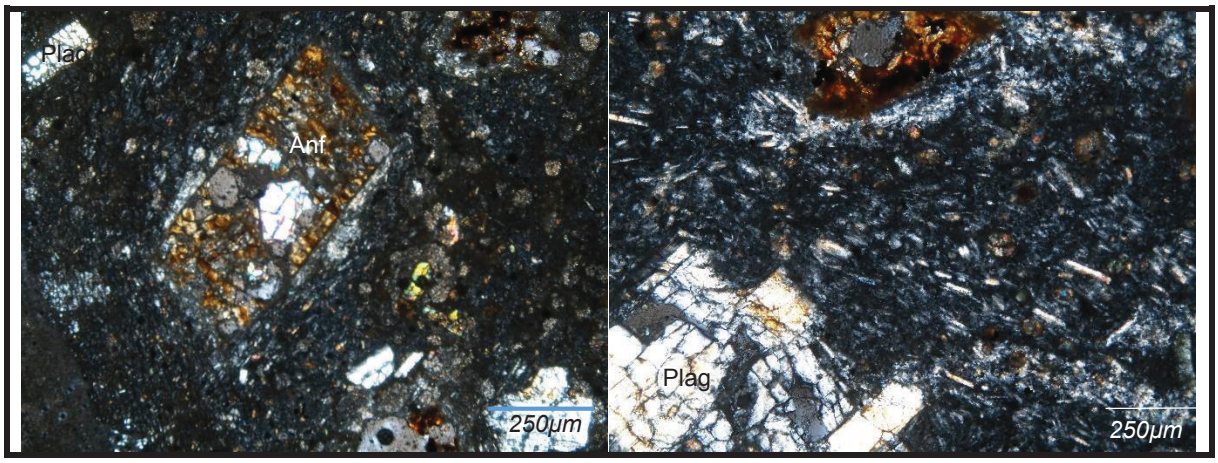
La secuencia tiene una dirección en las fracturas entre 25 a 40 grados, dentro de las fracturas abiertas se puede encontrar sulfuros de pirita en forma de agregados y diseminados, levemente oxidados como goethita, en algunos sitios (Fotografía 3.1-6).

Fotografía 3.1-6: Lava Andesítica porfirítica gris con xenolito ácido, fracturadas en un ángulo aproximado de 35 grados.

1. **Andesitas-Ácidas: prof. 101.3-128.5m**

En el análisis en las muestras de TF-08 y TF-09, caracterizan a las lavas como andesita, con textura porfirítica pilotáxica (Fotografía 3.1-7). Se compone:

- La matriz (70%): es microcristalina, compuesta de vidrio y cristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Tamaño promedio 50µm.
- Fenocristales (30%): de plagioclasas de dos generaciones: a) 1G: An_{60} b) 2G: $An_{30,}$ con textura poikilítica y extinción ondulatoria; y cristales de clinopiroxeno (augitas), anfíbol (hornblendas), en menor cantidad cuarzo y magnetita, además de trazas de augita-aegirina. Tamaño promedio 150µm a 90µm.



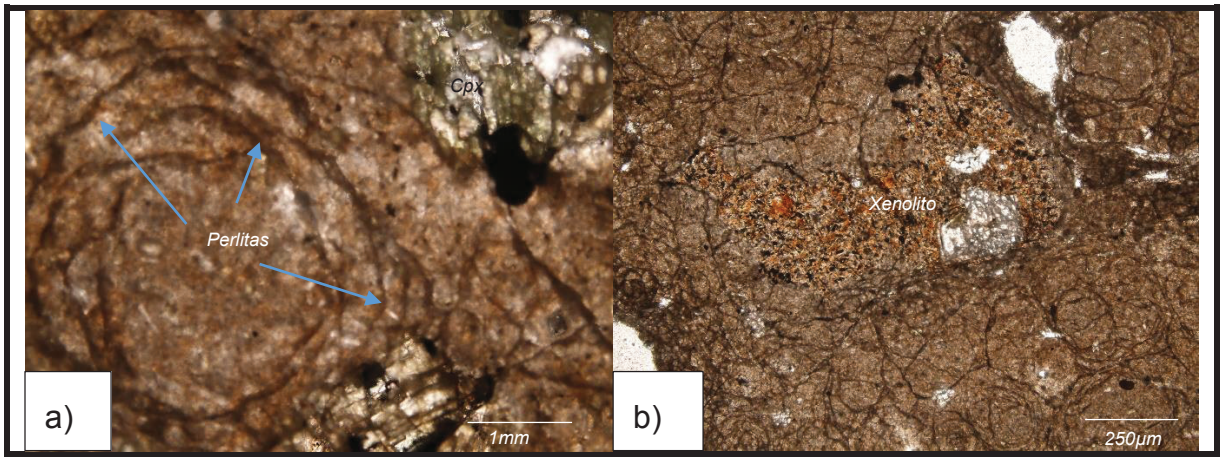
Fotografía 3.1-7: (Muestra TF-09), Andesita: textura porfirítica pilotáxica, **a)** Fenocristal de anfíbol remplazado a goethita con inclusión de plagioclasa, **b)** Fenocristales de plagioclasa (Plag) y anfíbol (Anf), dispuestos en matriz vítrea microcristalina de plagioclasa (Plag) alargadas (Nicoles cruzados).

a) Dacita : Prof. 128.5 – 136.5 m

El análisis mineralógico-petrográfico en la muestra TF-10, correspondiente a una lava dacítica con textura porfirítica perlítica (Fotografía 3.1-8). Se compone:

- Matriz (80%): es microcristalina compuesta de vidrio y cristales de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, y cuarzo.
- Fenocristales (20%): de plagioclasa con dos generaciones: a) 1G: An_{30}, cristales zonados con inclusiones de máficos, b) An_{80}, presenta inclusiones de

óxidos; y cristales de clinopiroxeno (augitas), cuarzo y anfíbol además trazas de minerales máficos.



Fotografía 3.1-8: (Muestra TF-10), Dacita: textura porfirítica perlítica, **a)** Fenocristales de clinopiroxeno (Cpx) y formación de pelítas en un matriz vítrea **b)** Xenolito de andesita ácida, textura porfirítica pilotáxica, presenta alteración supérgena (Nicoles paralelos).

Los xenolitos encontrados en esta secuencia de lavas, son los mismos del flujo de lavas riodacítica, que son dacitas y andesita ácida (ver descripción en sección 3.1.4).

Edad: CELEC-ISAGEN, 2015 obtuvo una edad aproximada de 397.3 ±41ka (Ar/Ar), parte de una lava basal del Chiles I.

Contacto Litológico y espesor: el contacto es concordante con respecto al flujos de lavas riodacíticas, mientras el contacto entre la secuencia de lavas andesíticas y dacíticas es erosional. El espesor total de la secuencia es 35.2m

Interpretación: la secuencia de lavas es un segmento del edificio volcánico del Chiles1, la primera secuencia corresponde al Chiles 1a, y segunda corresponde a la parte basal del edificio volcánico (CELEC-ISAGEN, 2015) (Figura 2.3-2).

3.1.6. BRECHAS VOLCÁNICAS III

Límites: 3447m.s.n.m – 3420.5m.s.n.m.

Litología: consiste de un depósito de brechas tobáceas con textura clástica, matriz soportada, mal sorteada y moderadamente consolidada (Figura 3.1-2). Este depósito es casi-monolitológica compuesto de una andesita básica (Fotografía 3.1-9).

La matriz (65%) se compone de:

- Ceniza fina (40%): color marrón y modernamente consolidada (toba).
- Fragmentos minerales (15%): compuesta de plagioclasa, cuarzo, máficos y trazas de magnetita, tamaño promedio 2 – 4 mm. No existe evidencia de alteraciones en la matriz.
- Fragmentos de clastos líticos (10%): compuesto de rocas angulosas a sub-angulosas de andesita rosácea y andesita negra. Tamaño 3 a 5 mm.

Los clastos (26%): son angulosos, se constituyen de andesita gris porfirítica, andesita rosada y andesita negra. Tamaño 1 – 2 cm.

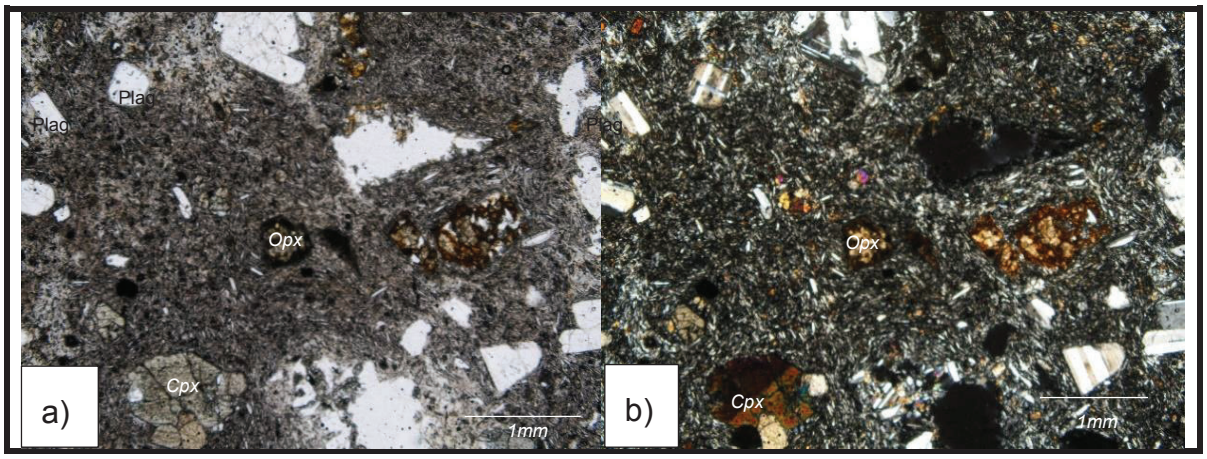
Los bloques (15%): son angulosos, se componen de andesita básica gris (10%), andesita negra y andesita rosácea. Tamaño promedio 6 a 12 cm.

Las vesículas (4%): son angulosas a sub redondeadas. Tamaño promedio 1 a 3 mm.

Fotografía 3.1-9: Brecha pseudo-monolítica, textura clástica, matriz soportada, mala clasificación; clastos de andesita gris porfirítica, angulosas a sub-angulosos

La muestra TF-11, correspondiente a una andesita básica gris, tiene textura porfirítica pilotáxica Intergranular (Fotografía 3.3-10). Se encuentra:

- La matriz (85%): es microcristalina intersticial, está compuesta de vidrio, plagioclasas alargadas y piroxeno. Tamaño promedio 100 a 130µm. Las alteraciones del clasto son anteriores a la formación de la brecha.
- Fenocristales (15%): de plagioclasa en dos generaciones: a) 1G: $An_{20,}$ cristales zonados y extinción ondulatoria, b) An_{11}, cristales fracturados, y cristales de clinopiroxeno (augitas), ortopiroxeno (hiperstena) y trazas de opacos, y augita-aegirina, tamaño promedio 3mm a 250µm.



Fotografía 3.1-10: (Muestra TF-11), Andesita básica, textura porfirítica pilotáxica intergranular. Fenocristales anhedrales a sub-euhedrales de ortopiroxeno (Opx), plagioclasa (Plag) en una matriz microlítica intersticial. Los cristales microlíticos de plagioclasa (Plag) y piroxeno (Px) están rellenando los espacios intersticiales en la matriz, a) Nicoles paralelos, b) Nicoles cruzados.

Edad: Pleistoceno Superior de acuerdo a las asociaciones estratigráficas con el edificio Chiles 1 basal.

Contacto Litológico y espesor: se encuentra en contacto erosional con la secuencia de lavas andesíticas (techo). Tiene espesor de 26.5m.

Interpretación: Aunque se encuentran varios vacíos en los testigos de perforación se interpreta a esta unidad como una secuencia continúa. El ambiente de formación es un lahar formado en un detris flow, debido a la presencia de poros irregulares, no conectados, característicos de presencia de agua en el momento del transporte. Los clastos al ser en su mayoría monolítológicos y angulosos de andesita básicas gris, deben provenir de una única fuente cercana.

3.1.7. PALEOSUELO

Límites: 3420.5 m.s.n.m – 3419 m.s.n.m

Litología**:** consiste de una capa de paleosuelo, color negro, con textura clástica pelítica (Fotografía 3.1-11). Se compone:

- La matriz (97%): color café oscuro a negro, compuesto de arcillas.

- Fragmentos de cristales (3%): de plagioclasa, máficos y trazas de biotita. Tamaño promedio ≤ 1mm.

La capa posee niveles de capas ricas en carbón, con laminaciones finas milimétricas.

Fotografía 3.1-11: Paleosuelo negro, matriz soportado, textura clástica pelítica, matriz recristalizada de arcilla

Edad: Interpretada en el Pleistoceno Superior, debido a asociaciones estratigráficas.

Contacto Litológico y espesor: El contacto estratigráfico con las brechas de lahar es concordante. Espesor promedio de 1.5m.

Interpretación: El paleosuelo corresponde a un hiato de actividad volcánica, posiblemente marca el inicio de la formación del edifico del complejo volcánico Chiles - Cerro Negro.

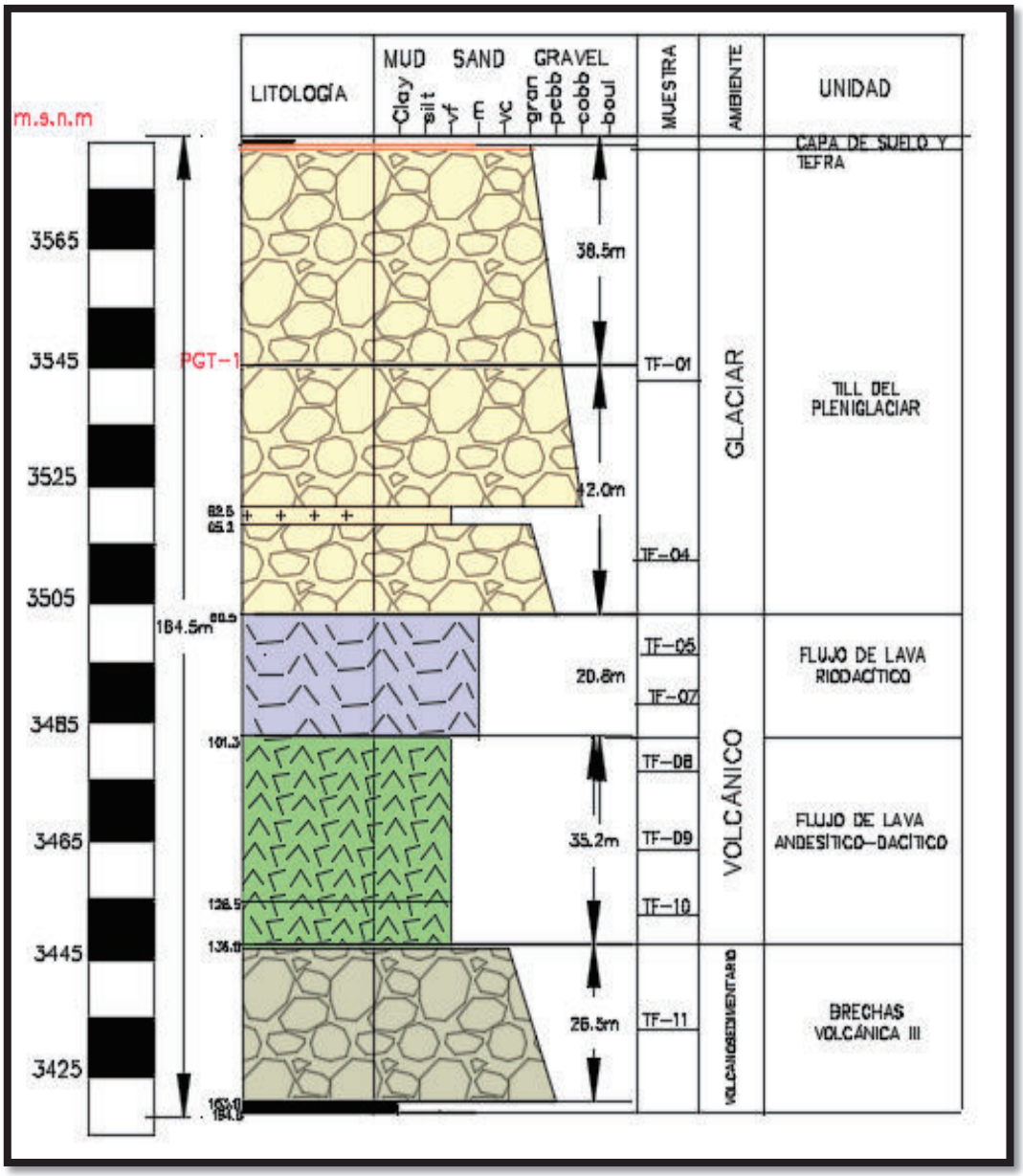


Figura 3.1-2: Columna Estratigráfica de la secuencia estratigráfica del volcán Chiles ≈ 0.5 Ma. Escala 1:500 (pozo PGT-1).

3.1.8. SECUENCIA SEDIMENTARIA III

Límite: 3418.5 m.s.n.m – 3397 m.s.n.m

Litología: Consiste de una secuencia volcanosedimentaria, compuesta de dos eventos de sedimentación (Figura 3.1-3), descritos a continuación:

1) Secuencia con intercalaciones de arenas amarillentas pobres en minerales, con gradación normal interna y brechas polimícticas tobáceas marrón, matriz soportada, distribuidas en forma periódica.
2) Las secuencias se encuentran separadas por una capa de tefras blancas, matriz soportada y mal clasificada. (Figura 3.1-3).
3) Secuencia gradada normal de arenas de grano fino a grueso, tonalidades amarillentas a grises, separadas con niveles de paleosuelo. Está secuencia se encuentra distribuida en forma periódica. Interiormente las arenas gruesas presentan estratificación cruzada (Fotografía 3.3-13).

1. Secuencia de intercalaciones de arenas y brechas: Prof. 165.00 – 176.15m

Arenas (40%): color blanco, tiene textura clástica psamítica, son bien clasificadas, matriz soportada, de grano grueso a fino, pobres en minerales y pobre en líticos. Se compone:

Matriz (20%) se compone de:

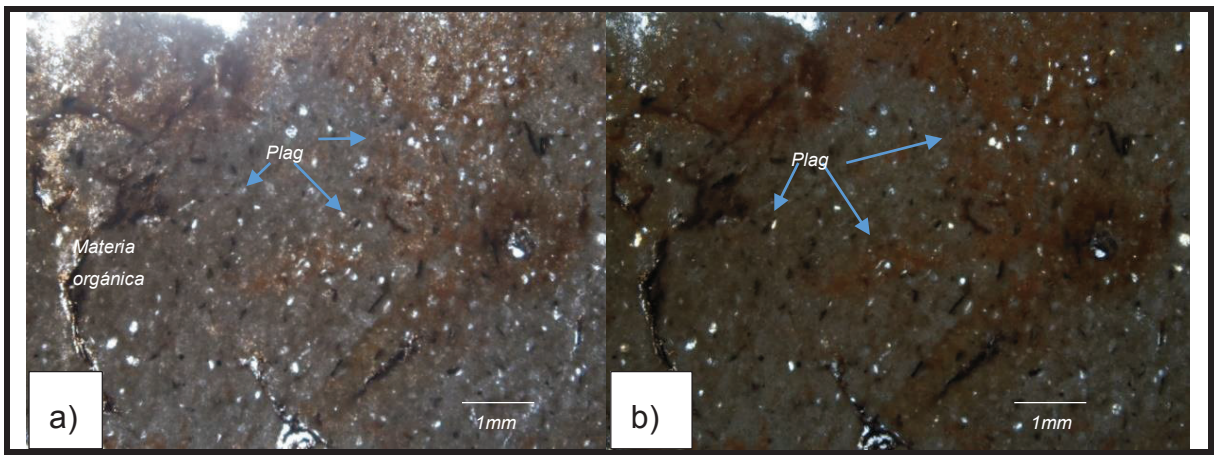
- Ceniza fina (16%): color blanco, pelítica.
- Fragmentos minerales (4%): contienen plagioclasa, máficos y materia orgánica. Tamaño promedio 1mm.

Nódulos (agregados) (75%) de ceniza fina, tamaño promedio en los nódulos 1 - 2mm (Fotografía 3.1-13).

Fragmentos de clastos líticos (5%): son sub-redondeados de andesita rosácea y andesita gris alteradas. Tamaño promedio <1mm.

En la muestra TF-13, correspondiente a la arena de grano fino, tiene textura clástica psamítica es matriz soportada, bien clasificada y consolidación moderada (Fotografía 3.1-12). La muestra se compone:

- Fragmentos minerales (14%): cristales anhedrales de plagioclasas con dos variedades: a) An_{30}, zonadas, extinción ondulatoria, b) An_{50}; y cristales de anfíbol (hornblendas), clinopiroxeno (augitas), biotita, materia orgánica y en menor cantidad magnetita, augitas-aegirinas, además de trazas de moscovita (?). Tamaño promedio 900 a 700 µm.
- Matriz (86%): es hipocristalina, se compone de ceniza fina, piroxeno y cuarzo, tamaño promedio 90µm.



Fotografía 3.1-12: (Muestra TF-13), Arenas finas: textura clástica psamítica, matriz soportada, bien clasificada. Cristales anhedrales de plagioclasa (Plag) y cuarzos (Qz), en una matriz café pelítica. Presencia de materia orgánica, a) Nicoles paralelos, b) Nicoles cruzados.

Brechas (60%): son brechas volcánicas tobáceas polimícticas, de color marrón, textura clástica, tienen matriz soportadas y mal a moderadamente clasificada (Figura 3.1-.3).

- La matriz (60%) se compone:
  - Ceniza fina (35%): color marrón y consolidada (tobácea),
  - Fragmentos minerales (15%): compuesta de plagioclasa, clinopiroxeno (verde) y cuarzo. Tamaño promedio 3 a 1 mm
  - Fragmentos de clastos líticos (10%): son angulosos a sub-angulares, compuesta de andesita negra y andesita gris. Tamaño promedio 3 mm.

- Gravas (25%): son angulosas a sub-angulosas, compuestas de andesita negra porfirítica, andesita roja, andesita gris alterada y andesita gris oscura. Tamaños promedio 1 a 5cm.
- Bloques (15%) son angulosas, compuestas de andesita negra porfirítica, andesita gris y en menor cantidad andesita roja. Tamaño promedio 12cm – 8cm.

2. Capa de Tefras: Prof. 176.15m – 176.50m

El depósito es de color blanco, tiene textura clástica, es matriz soportada, moderadamente consolada y mal sorteada (Fotografía 3.1-13). Se compone:

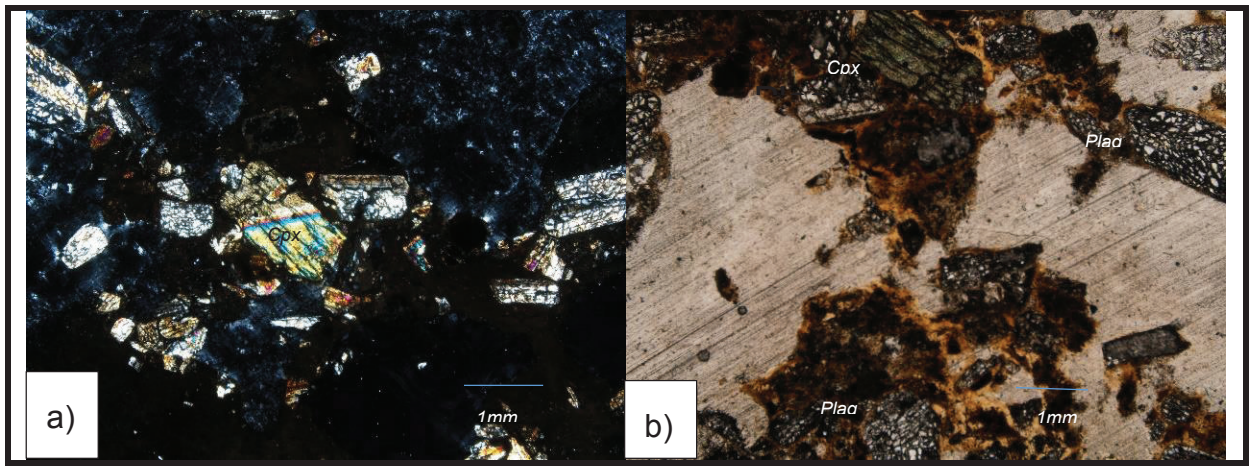
- Ceniza fina a gruesa (93%): de tonalidades blancas a amarillentas, son poco consolidas. Tamaño promedio 1.5mm a pelítica.
- Fragmentos de minerales (5%): contiene biotita, plagioclasa, anfíbol y moscovita (?). Tamaño promedio 1mm.
- Fragmentos Líticos (2%): son sub angulosos, compuestos de andesita negra, gris y pómez.

En la muestra TF-15, corresponde a una tefra con textura clástica psamítica, tiene matriz soportada, poco consolidada y mal clasificada. (Fotografía 3.1-13). Se compone:

- La matriz (67%): es hipocristalina, compuesta de ceniza fina. Tiene ausencia de microlitos.
- Fragmentos minerales (20.5%): contiene plagioclasa en dos variedades: a) An_{30}, cristales con extinción ondulatoria y zonados, b) An_{25} (Oligoclasa), cristales con textura poikilítica e inclusiones de óxidos; y cristales de clinopiroxeno, augitas-aegirinas, biotitas y en menor proporción anfíbol, además de opacos. Tamaño promedio 300 - 100µm
- Fragmentos líticos (5%): son angulosos, compuestos de andesita ácida glomeroporfirítica traquítica (AAG-N), andesita básica vitrofídica roja (ARB-V) y

andesita porfirítica básica gris (AGB-P) (ver Anexo 2). Tamaño promedio 400 a 800 µm.

- Poros (5%): posee formas irregulares. Tamaño promedio >0.04mm.



Fotografía 3.1-13: (Muestra TF-15), Tefra: textura clástica psamítica, matriz soportada, pobremente clasificada. Fragmentos de cristales de plagioclasa (plag) y clinopiroxeno (Cpx), en una matriz poco consolidada. a) Nicoles paralelos, b) Nicoles cruzados

3. **Secuencias periódicas de arenas de grano fino a grueso, con gradación normal y separada con niveles de paleosuelos: Prof. 176.50 - 186.50 m**

Arena fina (45%): amarillentas a blancas, textura clástica psamítica, bien sorteadas, moderadamente consolidadas (Fotografía 3.1-14), posee:

- Matriz (97%): hipocristalina compuesta de ceniza. Dentro de las capas se evidencia la presencia de bioturbaciones (materia orgánica) (Fotografía 3.1-13).
- Fragmentos de cristales (3%): compuestos de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y trazas de biotita, moscovita (?), además de sulfuros. Tamaño promedio 1mm

Arenas gruesas (45%): amarillentas a grises, textura clástica psamítica, son moderadamente sorteada, consolidación moderada grano soportado (Fotografía 3.1-14), posee:

- Nódulos (66%): compuestos de ceniza fina, tamaño promedio 1.5mm.
- La matriz (25%): es hipocristalina compuesta de ceniza fina.
- Fragmentos de cristales (5%): son plagioclasa, anfíbol, piroxeno, cuarzo y trazas de micas. Tamaño promedio 1 – 2mm.
- Fragmentos de clastos líticos (4%): son sub-angulosos de andesita roja y andesita gris.

Paleosuelo (10%): marrón a negro, textura clástica pelítica, es matriz soportada, bien clasificada y poco consolidada. Se compone:

- Matriz (98%): arcillo-limoso.
- Trazas de cristales (2%): compuesta de plagioclasa, anfíbol y piroxeno.

En algunos lugares se encuentran dispuestos en forma de agregados, tamaño promedio 0.5mm a 1mm. A la base de la capas, presenta estratificación lenticular.

Fotografía 3.1-14: Secuencia de arenas finas y gruesas, separadas por una superficie de erosión. En las arenas gruesas se observa una leve estratificación cruzada.

Edad: la edad estimada es Pleistoceno Medio, siguiendo con la sucesión estratigráfica.

Contacto Litológico y espesor: el contacto con la capa de paleosuelo es transicional, además dentro de la secuencia sedimentaria los contactos son transicionales. El espesor es 21.5m.

Interpretación: los sedimentos finos, es posible que provenga de una fuente distal (depósito de caída) emanados de complejos volcánicos cercanos al pozo PGT-1, con erupciones plinianas o vulcanianas de alta energía y explosividad, debido a la homogeneidad del depósito es decir, buen sorteo y mineralogía similar. Posteriormente la sedimentación de los materiales se dio en un ambiente de transición subacuoso, ya que las características coinciden con este tipo de depósitos, como son: estratificación gradada, internamente las capas de arenas gruesas poseen estratificación cruzada (Mcphee et. al, 1993), además de las bioturbaciones (raíces). La capa de tefras probablemente separa a las dos secuencias y marca un período de hiato en la sedimentación, es una evidencia tangible de que los sedimentos de la secuencia son de origen piroclástico, ya que estos no se encuentran retrabajados. Las brechas son, generadas por un debris flow; estas al igual que las capas de sedimentos finos se formaron en un ambiente acuoso más energético.

3.1.9. BRECHAS VOLCÁNICAS II

Límite: 3397 m.s.n.m – 3383 m.s.n.m

Litología: consiste de una secuencia de brechas polimícticas tobáceas, matriz soportada, mal clasificadas y consolidación moderada (Figura 3.1-3).

- La matriz (70%) se compone:
    - Arenas finas y limos (57%): color marrón.
    - Fragmentos de minerales (8%): son sub-angulosos de plagioclasa, cuarzo y piroxeno. Tamaño promedio 1 a 3 mm.
    - Fragmentos de líticos (5%): son angulosos a sub-angulosos, compuesto de andesita negra porfirítica, andesita roja vesicular. Tamaño promedio 1mm-3mm

- Los clastos (20%): son redondeados a sub-redondeados, se componen de andesita roja porfirítica vesícular, andesita negra afanítica, dacita gris alterada. Tamaño promedio de 2 a 3 cm.
- Bloques (10%): son angulosos compuestos de andesita rojiza. Tamaño promedio 8 -12 cm, en algunos casos hasta 60 cm.

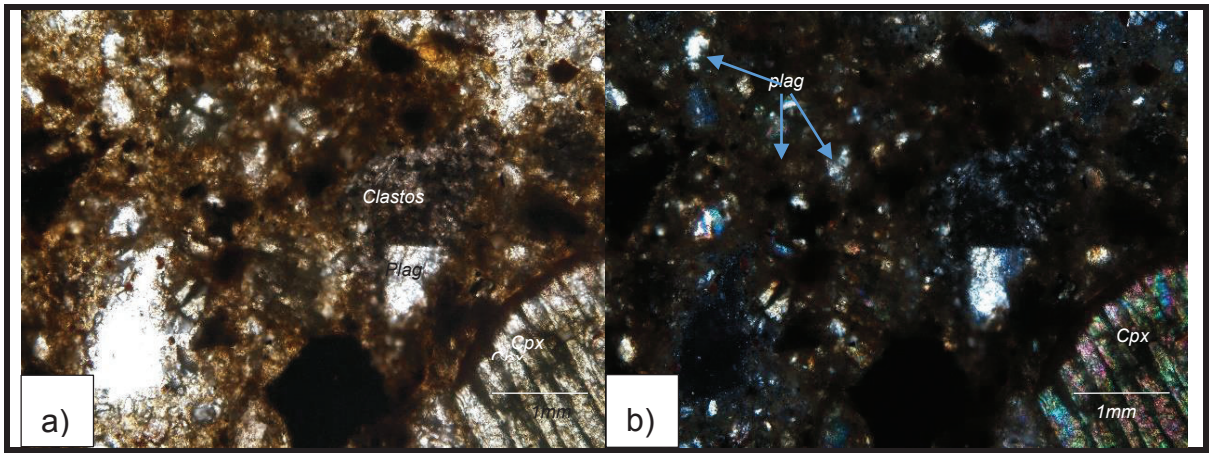
Fotografía 3.1-14: Brecha polimíctica tobácea, textura clástica psefítica, matriz soportada, mal sorteada, compuesta de fragmentos volcánicos.

En las muestras TF-16 y TF-19, correspondientes a brechas polimícticas tobácea, con textura clástica psefítica, es matriz soportada y moderadamente sorteada (Fotografía 3.1-15).

- La matriz (60.5%) es microcristalina compuesta:
  - Ceniza fina (49.5%): color marrón, se encuentra consolidada (tobácea).
  - Fragmentos de minerales (7.5%): son plagioclasa, piroxeno, cuarzo y opacos. Tamaño promedio 30µm.
  - Fragmentos de clastos 3.5%): son sub-angulosas a sub-redondeadas, compuestas de andesita negra (AN-V) y andesita gris (AGB-P). Tamaño promedio 50µm.
- Fragmentos de cristales (21.5%): son anhedrales a euhedrales de plagioclasas en dos variedades a) An_{20} b) An_{55}; y cristales de clinopiroxeno (augitas), augitas-

aegirinas, anfíbol, cuarzo y trazas de moscovita (?), además de opacos. Tamaño promedio 300 µm.

- Fragmentos de clastos (18%): son angulosos a sub redondeados, compuestos de andesita básica glomeroporfirítica 2px (ABG-2px), andesita traquítica ácida (ACA-T), andesita ácida glomeroporfirítica (AAG), diorita porfídica (DIR), arenisca rica en clastos (AR-C), toba gris vítrea (TGV), escorias, dacita traquítica pseudo-pelítica (DTP), andesita ácida porfirítica (AN-P), andesita porfirítica (2px) con trazas de olivino (ABP-2pxo) (ver Anexo 2). Tamaño promedio 3.1mm a 1.2mm.



Fotografía 3.1-15: (Muestra TF-19), Brecha polimíctica tobácea, matriz soportada, mal clasificado, presenta fenocristales de plagioclasa (Plag), cuarzo (Qz) y clinopiroxeno (Cpx) distribuidos en una matriz de ceniza fina microcristalina.

Edad: estimada en el Pleistoceno Medio.

Contacto Litológico y espesor: el contacto con la secuencia sedimentaria (III) es transicional. El espesor es 14m.

Interpretación**:** las brechas son depósitos volcanoclásticos de lahar, formadas en un debris flow. La gran variedad de clastos líticos encontrados dan indicios de que él origen proviene de una mezcla de varias fuentes posiblemente asociado a un deslizamientos.

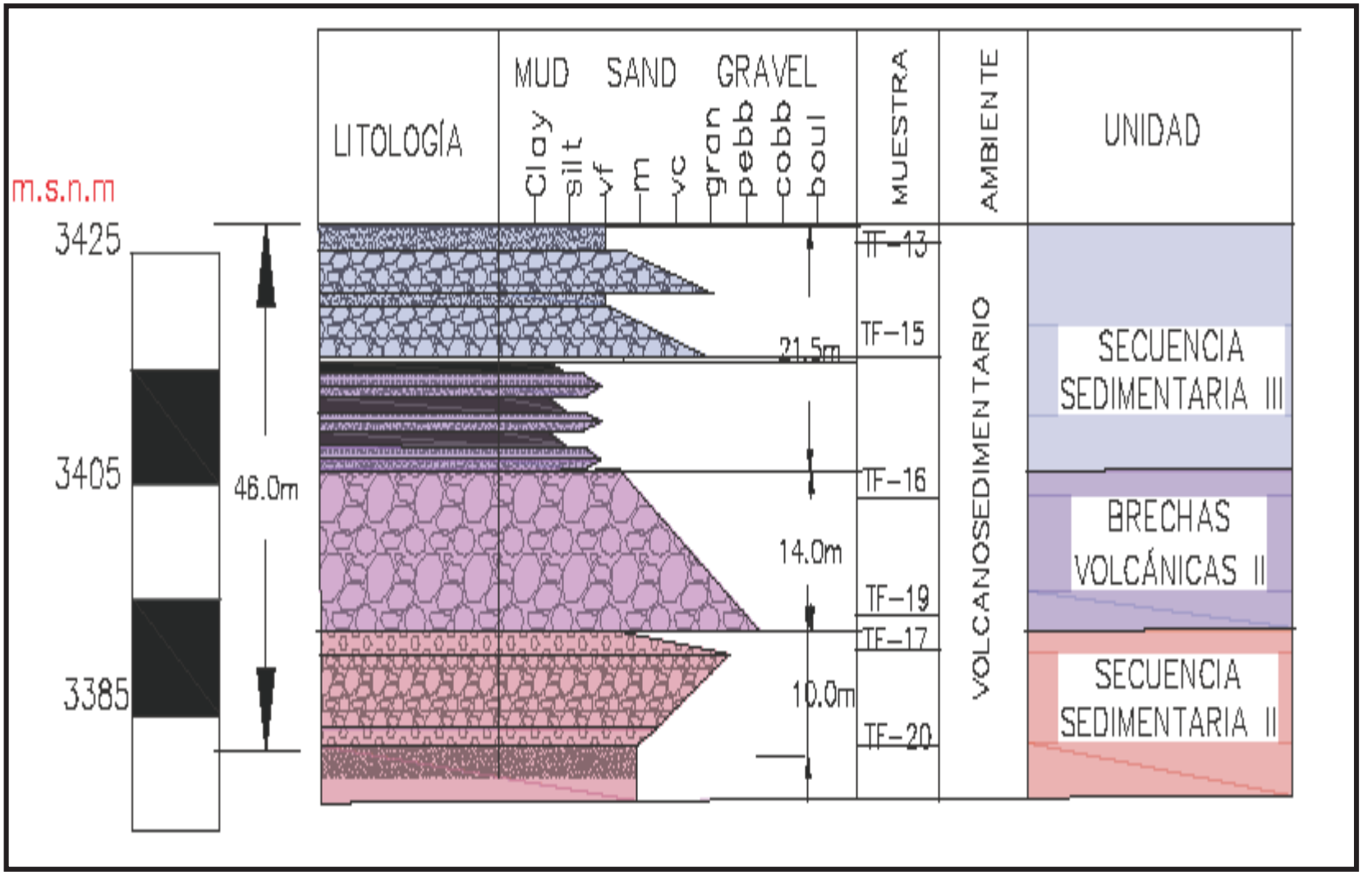


Figura 3.1-3: Resumen de Columna Estratigráfica de la secuencia sedimentaria III, brechas volcánicas II y secuencia sedimentaria II. Escala 1:250 (Registrado en el pozo PGT-1

3.1.10. SECUENCIA SEDIMENTARIA II

Límite: 3383m.s.n.m – 3373m.s.n.m.

Litología: consiste de una secuencia intercalada de microconglomerados tufáceos cremas, matriz soportada, mal sorteado, consolidación buena, con conglomerados tufáceos marrones, matriz soportada, mal sorteadas, consolidación moderada. Internamente se encuentra intercalada con limos. En la base de la secuencia existe una capa de arenas de grano medio pobres en cristales (Figura 3.1-3).

Microconglomerados tufáceos (35%): tiene un color blanco a crema, con textura clástica, es matriz soportada de ceniza fina, presenta sorteo moderado y consolidación buena (Fotografía 3.1-16).

La matriz (80%) se compone:

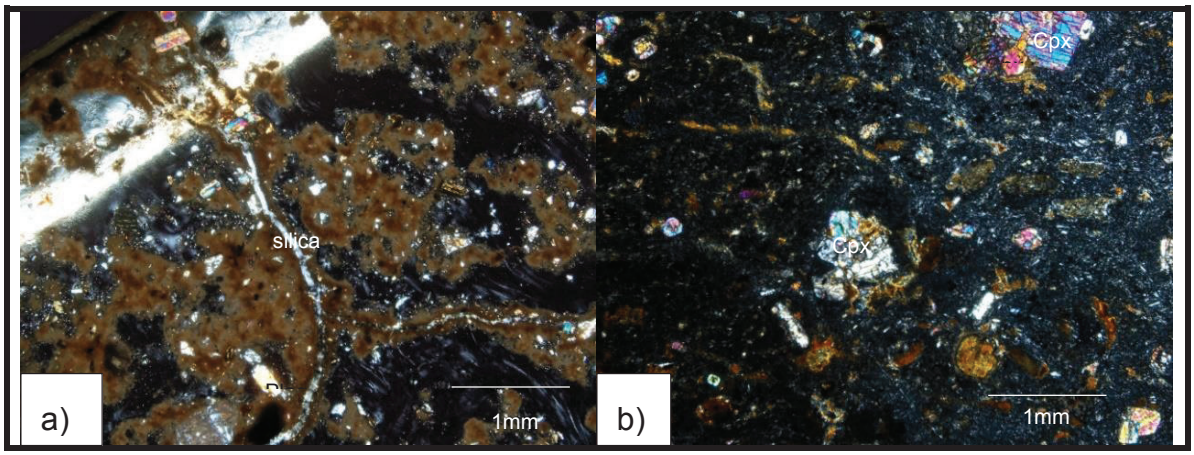
- Ceniza fina (72%): color marrón y consolidado.
- Fragmentos de cristales (5%): compuestos de plagioclasa, máficos y cuarzo, tamaño promedio 1mm.
- Fragmentos de clastos (3%): sub-redondeadas, compuesta de andesita negra tamaño promedio 1mm.

Los fragmentos de clastos (20%): son angulosos a sub-redondeaods, compuesta de andesita negra, andesita gris y andesita verdosa alterada, tamaño promedio 1.3 cm. Posee trazas de materia orgánica.

Fotografía 3.1-16: Microconglomerado tufáceo, matriz soportado, sorteo moderado. Se observa clasto de andesita roja imbricado en un canal (típico de ambiente fluvial.

La muestra TF-17, corresponde a un microconglomerados tufáceos, textura clástica psefítica, matriz soportada y clasificación moderada (Fotografía 3.1-17). Se compone:

- La matriz (64%) es hipocristalina, se compone:
  - Ceniza fina (62%): color café oscuro.
  - Fragmentos de minerales (2%): compuesta de cuarzos anhedrales, tamaño promedio 50µm.
- Los fragmentos minerales (11.5%): son sub euhedrales, compuesto de plagioclasas dos fuentes: a) $An_{25,}$ textura poikilítica, extinción ondulatoria, b) An_{30}, extinción ondulatoria; y cristales de anfíbol (hornblendas), biotitas y trazas augita-aegirina, augitas, moscovitas (?), además de magnetita, tamaño promedio 180 µm.
- Los clastos de líticos (22.5%): son redondeados a sub-angulosos, se conforma: andesita básica glomeroporfirítica (ABG1-2px), andesita básica porfirítica traquítica (ABPT) (ver Anexo 2), tamaño promedio 12 mm.
- Los poros (2%): son irregulares, tamaño >0.05 mm.



Fotografía 3.1-17: (Muestra TF-17), a) Microconglomerado tufáceo: matriz soportado, textura clástica psefítica, mal sorteado. En la parte superior cristal de plagioclasa absorbido por la matriz de ceniza fina pelítica, con microlitos de plagioclasa (Nicoles cruzados), **b) Clasto lítico de andesita (2px):** fenocristales de plagioclasa (Plag) y agregados de clinopiroxeno (Cpx), distribuidos en una matriz vítrea microcristalina gris oscura (Nicoles cruzados).

Conglomerados tufáceos (30%): color marrón, tiene matriz soportada de arenas finas a limos, presenta sorteo malo y compactación media.

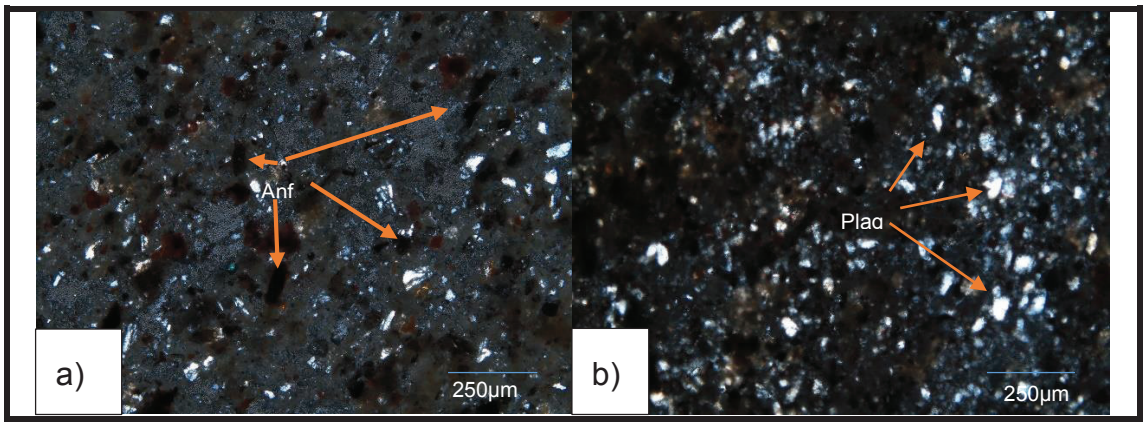
- La matriz (75%) se compone:
  - Arenas finas-limos (50%)
  - Fragmentos de minerales (15%): compuestas de cuarzo, plagioclasa, anfíbol, biotitas y moscovitas. Tamaño promedio 1mm
  - Fragmentos de clastos líticos (10%): son redondeados, compuestas de andesita negra porfirítica, andesita roja y andesita gris. Tamaño promedio 1 a 3 mm.
- Los clastos (20%): son sub-redondeados y en menor porción sub-angulosos, se compone de andesita roja vesicular, andesita negra porfirítica, andesita gris y andesita alteradas. Tamaño promedio 1 a 2cm.
- Los bloques (5%): son sub-redondeados, se compone de andesita gris oscura afanítica, andesita negra porfirítica y andesita gris porfirítica. Tamaño promedio 8 a 12cm.

<u>Arenas de grano media pobre en minerales (35%)</u>: tiene un color marrón claro a oscuro, con textura clástica pelítica, son bien sorteadas. Se encuentra intercalalado con capas finas de paleosuelos. Se compone:

- Matriz (95%): es hipocristalina de ceniza fina.
- Fragmentos de cristales (3%): se compone de plagioclasa, anfíbol, moscovitas (?) y trazas de biotitas tamaño 1 mm.
- Materia orgánica (2%).

En las muestras TF-20 y TF-23, correspondientes a una arena, posee una matriz clástica psamítica, bien sorteada y consolidación moderada (Fotografía 3.1-18). Se compone:

- Fragmentos de minerales (15%): son euhedrales, se compone de plagioclasa de dos fuentes; a) An_{25}, extinción ondulatoria, b) An_{30}; y cristales de anfíbol, clinopiroxeno (augitas), cuarzo y trazas moscovitas, y opacos. Tamaño promedio 180 a 90µm.
- La matriz (85%): es hipocristalina compuesta: ceniza fina y fragmentos de plagioclasa. Tamaño 50µm.



Fotografía 3.1-18: (Muestra TF-20), Arena fina, textura clástica psamítica, bien sorteada, matriz soportada, **a)** Fragmentos de cristales de plagioclasa (Plag), anfíboles (Anf) y cuarzo (Qz), distribuidos en una matriz de ceniza pelítica.

<u>Edad</u>: estimada en el Pleistoceno Medio.

Contacto Litológico y espesor: Se encuentra en contacto erosional con la secuencia de brechas II (superior). Espesor es 10m

Interpretación: la secuencia es volcanosedimentaria, generada en un ambiente subacuoso (transicional) a fluvial. Los microconglomerados se formaron en una ambiente fluvial, ya que se evidencia la presencia de estructuras sedimentarias como imbricaciones (Fotografía 3.1-16). Los conglomerados se originaron por el retrabajamiento de depósitos primarios de lahar, debido a que estos presentan un mejor sorteo. Finalmente las capas de arenas se formaron en un ambiente sub-acuoso, debido a la uniformidad del depósito y formación de finas capas de paleosuelos.

3.1.11. TOBAS FINAS

Límites: 3373m.s.n.m- 3369m.s.n.m.

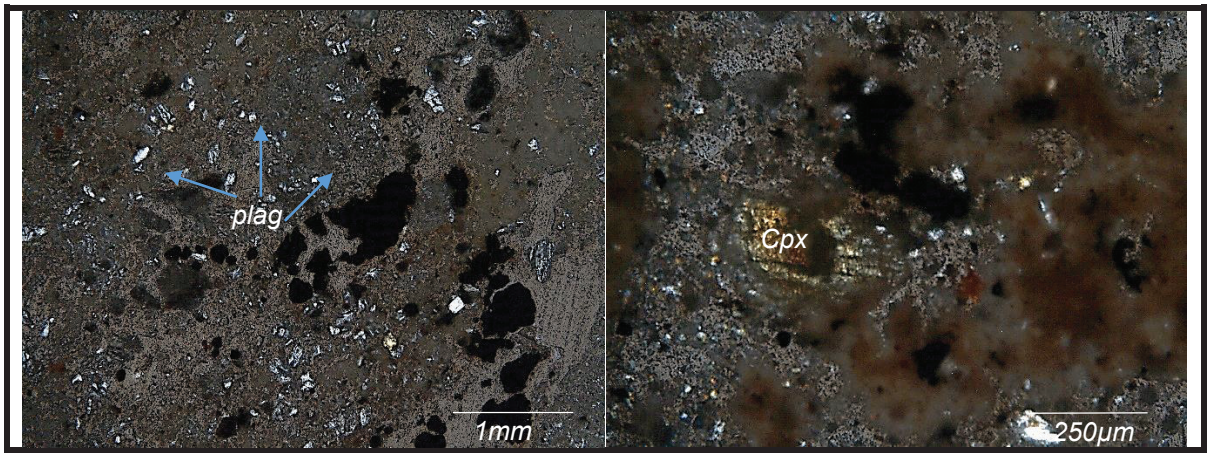
Litología: consiste de tobas finas marrones, con textura clástica, matriz soportada y poca cantidad de minerales (Figura 3.1-4). Se componen:

- Matriz (95%): constituido de ceniza fina.
- Fragmentos minerales (5%): compuesta de plagioclasa, hornblendas, cuarzo y biotitas. No hay evidencia de clastos de líticos.

La muestra TF-22, correspondiente a una toba fina, con textura psamítica (Fotografías 3.1-19). Se compone:

- La matriz (73%): es ceniza fina y contiene fragmentos minerales de plagioclasa, cuarzo, opacos y anfíbol. Tamaño promedio 50 μm.
- Fragmentos minerales (21%): son euhedrales a sub-euhedrales, se compone de plagioclasa de dos fuentes a) An_{65}, b) An_{70}; y cristales de anfíbol, clinopiroxeno (augitas), ortopiroxeno (hiperstena) y trazas de cuarzo, opacos, además de moscovitas. Tamaño 3.2 a 1.2mm.

- Fragmentos de líticos (4%): son redondeados a sub-redondeados, compuesta de andesita ácida porfirítica alteradas (AAPA) y tobas vítreas gris pelíticas (TVG) (ver Anexo 2). Tamaño promedio 1.1 a 0.8 mm.
- Poros (2%): formas irregulares, tamaño >0.05 mm.



Fotografía 3.1-19: (Muestra TF-22) Toba fina: textura clástica psamítica, compuesta de fragmentos de plagioclasa, cuarzos anhedrales y líticos de andesita afanítica, a) y b) Nicoles cruzados

Edad: se estima en el Plio- Pleistoceno

Contacto Litológico y espesor: el contacto estratigráfico es concordante con la secuencia sedimentaria (II) (superior). El espesor es 4m.

Interpretación: De acuerdo al análisis microscópico petrográfico la muestra, se formó probablemente en una erupción de alta energía.

3.1.12. FLUJO PIROCLÁSTICO

Límites: 3369m.s.n.m – 3332m.s.n.m

Litología: consiste de una secuencia volcanoclástica, compuesta de tres eventos (Figura 3.1-4), descritos a continuación:

1) Secuencia de tobas vítreas amarillentas, matriz soportada, bien clasificada e intercalada con fragmentos de toba (Fotografía 3.1-21).

2) Brechas piroclásticas polimícticas retrabajadas, matriz soportada, mal sorteada (Fotografía 3.1-23).

3) Brecha de lapilli acrecionaria, matriz soportada, mal sorteada (Fotografía 3.1-25).

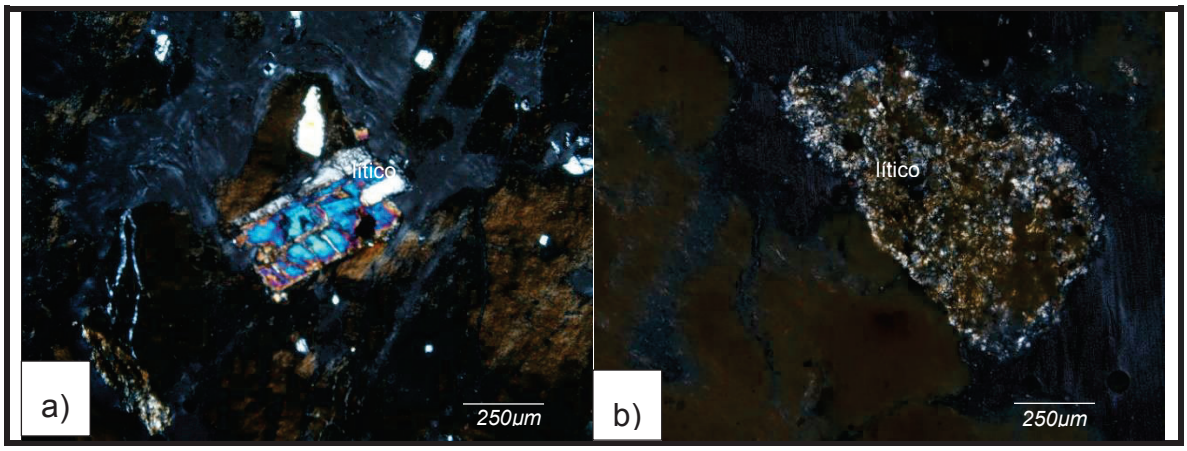
1. **Secuencia de tobas vítreas y fragmentos de toba intercalados: Prof. (214.5 - 227.15)m**

Toba vítreas (60%): blancas a gris, matriz soportada, bien consolidada y sorteo moderada. Se compone:

- Matriz (95%): blanca a gris, compuesta de ceniza fina.
- Fragmentos minerales (3%): compuesta de plagioclasa, piroxeno, hornblenda, cuarzo y trazas de sulfuros. Tamaño promedio 1mm.
- Trazas de fragmentos líticos (2%): son sub-angulosos, compuesta de andesita gris oscuras.

En la muestra TF-28, correspondiente a una toba vítrea, presenta una textura clástica psamítica (Fotografía 3.1-20), compuesta de:

- La matriz (80%) es criptocristalina, con trazas de cristales plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Tamaño promedio 45µm
- Fragmentos minerales (10%): son euhedrales, se compone de plagioclasas dos fuentes: a) $An_{90,}$ levemente deformadas, b) An_{65}: y cristales de clinopiroxeno (augita), además trazas ortopiroxeno (?) y opacos. Tamaño promedio 1 a 1.2 mm.
- Fragmentos de líticos (10%): son angulosos, compuestos de andesita roja vitrofídica (ARB-V) y andesita gris porfirítica (AGC-T) (ver Anexo 2). Tamaño promedio 1mm.



Fotografía 3.1-20: (Muestra TF-28), Toba de vítrea: textura clástica pelítica, matriz soportada, **a)** Fragmentos de minerales de plagioclasa y fragmentos, distribuidos en una matriz criptocristalina pelítica (Nicoles cruzados), **b)** Clasto de dique sub-redondeado, equigranular (Nicoles cruzados).

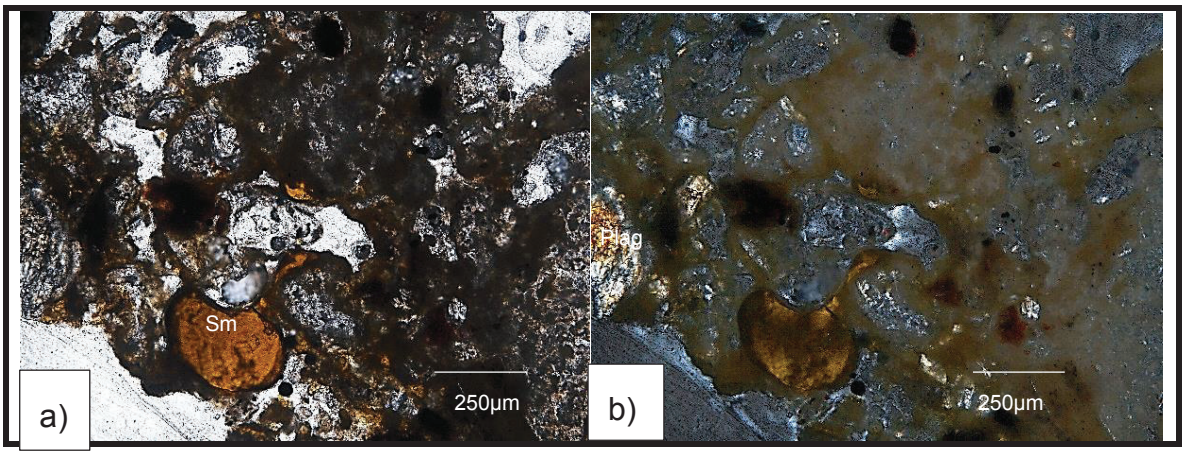
Fragmentos de toba (30%): color amarillo, tiene matriz soportada, son bien sorteados y bien consolidados (Fotografía 3.1-21), presenta:

- La matriz (95%): es de ceniza fina hipocristalina.
- Fragmentos minerales (3%): son angulosos, compuesta de plagioclasa y máficos.
- Fragmentos líticos (2%): son angulosos. Tamaño promedio 1 mm.

Fotografía 3.1-21: Capa de tobas blancas y fragmentos de toba endurecidas amarillos intercalados.

La muestra TF-25, correspondiente a la toba de lapilli, tiene textura clástica psamítica (Fotografía 3.1-22). Se compone:

- La matriz (69.5%): es de ceniza fina, compuesta de microlitos, plagioclasa y anfíbol. Tamaño promedio 70 µm
- Fragmentos minerales (18%): son euhedrales a anhedrales, se componen de plagioclasa de dos fuentes a) An_{35}, fracturados, b) $An_{25,}$ zonadas, extinción ondulatorias; y cristales de anfíbol, cuarzo, piroxeno y trazas de opacos moscovita (?).Tamaño promedio 400 a 100µm;
- Fragmento líticos (12.5%): son sub-angulosos a redondeados, compuestas de pómez (PM-2), tobas gris (TGV), andesita roja vitrofídica (ARB-V), andesita negra vitrofídica (AN-N), andesita gris pseudo-traquítica (AGC-T) y andesita ácida glomeroporfirítica (AAG-Al) (ver Anexo 2). Tamaño promedio 2 mm.



Fotografía 3.1-22: (Muestra TF-25) Toba de Lapilli, textura clástica psamítica, matriz soportada, compuesta de fragmentos minerales anhedrales (plagioclasa, piroxeno) y fragmentos líticos pómez (parte inferior de la fotografía izquierda), distribuidos en una matriz de ceniza fina, a) Nicoles cruzados, b) Nicoles paralelos).

2. Brechas piroclásticas polimícticas retrabajadas: prof. (227.15 – 248.5)m

Las brechas son polimícticas retrabajadas blancas verdosas, matriz soportada, mal sorteadas y bien consolidadas (Fotografía 3.1-23). Se compone:

Matriz (75%) es microcristalina, se compone:

- Ceniza fina (57%): color blanco verdoso.
- Fragmentos minerales (10%): son sub-angulosos, compuestas de plagioclasa, piroxeno, anfíbol, opacos y trazas de piritas. Tamaño <1 mm.
- Fragmentos líticos (8%): angulosos a sub-angulosos, compuesto de andesita porfídicas color vino, andesita gris oscuras. Tamaño promedio 1.5mm

Los clastos líticos (15%): (Lapilli), son angulosos a sub-angulosos, se compone de andesita gris porfirítica, andesita roja porfirítica, tobas vítreas y fragmentos de pómez, tamaño promedio 2 a 3 mm.

Los bloques (10%): son angulosos, consiste de fragmentos de andesita gris porfirítica y pómez sub-redondeados, alterados. Tamaño promedio 6 a 8 cm.

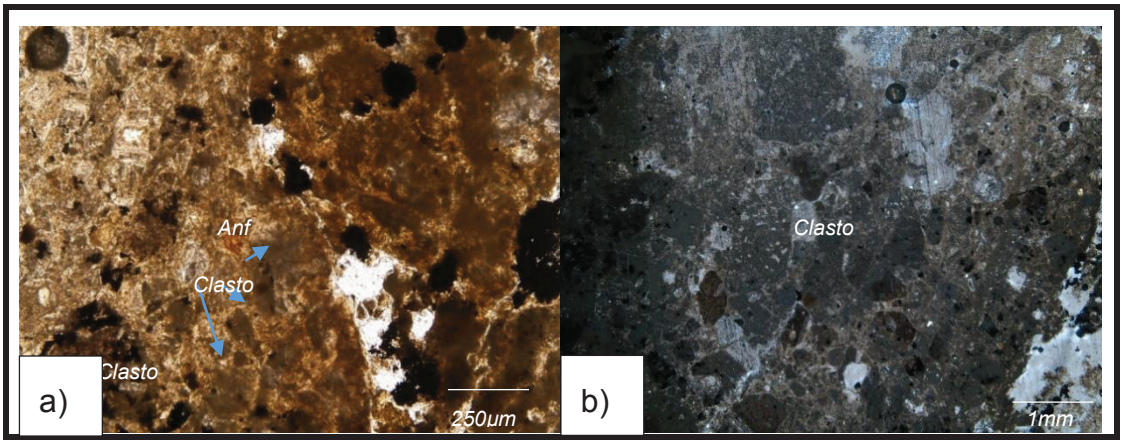
Fotografía 3.1-23: Brecha piroclástica polimíctica retrabajadas verdosa, compuesta de fragmentos minerales y fragmentos líticos volcánicos.

En las muestras TF-29 y TF-30, correspondiente a las brechas polimícticas, presentan textura clástica psefítica (Fotografía 3.1-24). Se compone:

- Matriz (60%): es ceniza fina alterada a arcillas, compuesta de trazas de plagioclasa y anfíbol. Tamaño promedio 30µm.
- Fragmentos minerales (10%): son euhedrales a anhedrales, compuestas de plagioclasa en tres variedades; a) $An_{20,}$ fracturados, zonados, b) An_{55}, deformadas, inclusiones de óxidos, c) $An_{90,}$ tiene relictos de zonaciones,

extinción ondulatoria; y cristales de cuarzo, clinopiroxeno, ortopiroxeno (hiperstena), y trazas de opacos. Tamaño promedio 0.9 a 0.7mm;

- Fragmentos líticos (30%): son angulosos a redondeados, compuestas de andesita ácida porfirítica (AA-C), andesita roja vitrofídica (ARB-V), toba gris vítrea psamítica (TGV), andesita gris claro glomeroporfirítica (AGC-T), escorias, pómez (PM-1), microbrechas, andesita porfirítica alterada (ANP-Al), toba vítrea gris (TVGO), andesita negra (AN-N), y andesita porfirítica (APCr) (ver Anexo 2). Tamaño promedio 0.8mm a 1.2mm



Fotografía 3.1-24: (Muestra Tf-29). Brecha piroclástica polimíctica retrabajada: matriz soportada, textura clástica psefítica, mal sorteada, **a) y b)** fragmentos de clastos líticos angulosos a sub-redondeados de andesita gris a rosadas, tamaño promedio 0.8mm a 1.2mm a) Nicoles cruzados, b) Nicoles paralelos.

3. Brecha de lapilli: Prof. (248.5 – 251.5)m

Las brechas de lapilli, son verdosas tiene textura clástica psefítica, matriz soportada y mal clasificado (Fotografía 3.1-25). Se compone:

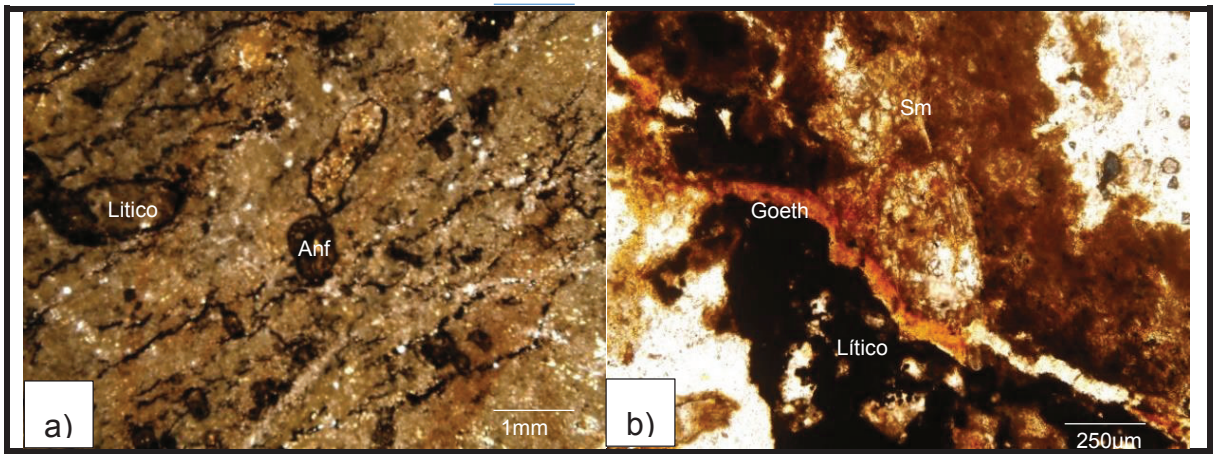
- Matriz (60%): es hipocristalina, gris verdosa.
- Fragmentos de minerales (3%): son euhedrales a anhedrales, compuesto de plagioclasa, máficos y trazas de sulfuros (pirita) diseminadas en la matriz. Tamaño promedio <1mm.
- Fragmentos líticos (10%): (lapilli) son sub-angulosos, compuesto de tobas finas y andesita negra. Tamaño promedio 2 a 4mm.

- Bloques (27%): son angulosos, esta compuestas de tobas y lapilli acrecionaria. Tamaño promedio 4 a 5cm.

Fotografía 3.1-25: Brechas de lapilli, compuesto por fragmentos de lapilli acrecionaria.

En la muestra TF-31, corresponde a la matriz de una brecha de lapilli acrecionaría, presenta textura clástica psamítica (Fotografía 3.1-26). Se compone:

- Fragmentos minerales (10%): son euhedrales, compuestos de plagioclasa, piroxeno, anfíbol y trazas de opacos. Tamaño promedio 400 µm.
- Fragmentos líticos (1.5%): sub-redondeadas, compuestas de andesita porfirítica pseudo-traquítica (ACA-T) y andesita negra vitrofídica (AN-N). Tamaño promedio >1.5 mm.
- La matriz (88.5%): es criptocristalina, está compuesta de ceniza fina y fragmentos minerales de plagioclasa, piroxeno, y cuarzo. Tamaño promedio 50 µm.



Fotografía 3.1-26: Matriz de brecha de lapilli acrecionaría: Fragmentos minerales de máficos y fragmentos de liticos sub-redondeados, distribuidos en una matriz criptocristalina, a) Nicoles paralelos b) Nicoles cruzados.

Edad: la estimada es Plio - Pleistoceno

Contacto Litológico y espesor: el contacto con las tobas finas es concordante, internamente los contactos entre las secuencias es transicional. El espesor es 37m.

Interpretación: Los depósitos de tobas vítreas intercalados con los fragmentos de toba, son generados en erupciones volcánicas explosivas de alta energía, tipo stromboliana o pliniana.

Las brechas piroclásticas son retrabajadas, puesto que los fragmentos de rocas como los clastos y minerales, están fracturados y rellenados con la matriz. Al parecer estos depósitos se formaron en un colapso de los flancos algún edificio volcánico cercano y fue transportada poca distancia, ya que podemos encontrar fragmentos de pómez de diferentes tamaños.

Las brechas de lapilli, probablemente son de origen freatomagmática, porque se ha encontrado fragmentos de lapilli acrecionaria de tamaños considerables entre 3 a 6 cm.

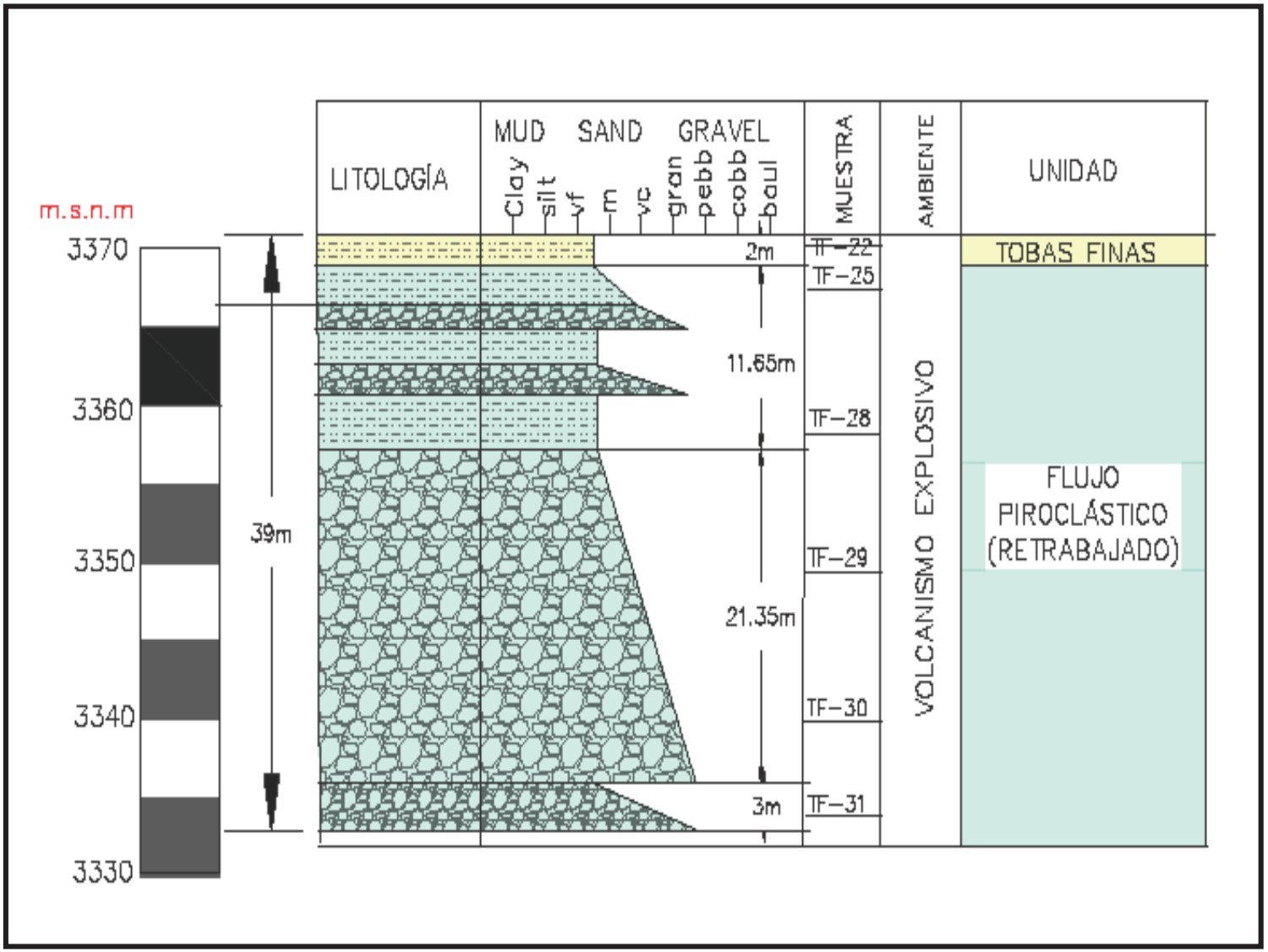


Figura 3.1-4: Columna Estratigráfica de las unidades tobas finas y flujo piroclástico retrabajado

3.1.13. SECUENCIA DE LAVAS

Límites: 3332m.s.n.m – 3240m.s.n.m

Secuencia de flujos de lavas separados por un período de depositos de caidas (tobas) y autobrecha (ver Figura 3.1-5), descritas a continuación:

1) Autobrechas de lavas andesiticas blancas, alteradas a arcillas (Fotografía 3.1-27). La secuencia presenta una zona de falla con ángulo de bajo grado, tiene estilolitos y muestran un movimiento relativo inverso.
2) Flujo de lavas andesiticas gris oscuro a roja altamente fracturadas intercalada con niveles de brechas polimícticas. Los niveles de brechas se encuentran intercalada con niveles milimetricos de esmectitas verdes macizas (Fotografía 3.1-30).
3) Tobas blancas, matriz soportadas, buen sorteo, consolidación moderada, en su mayoria se encuentran alterados a arcillas amarillas (Fotografía 3.1-33).
4) Flujo de lavas con presencia de la presencia de autobrechas inicial y final del flujo (Fotografía 3.1-35).

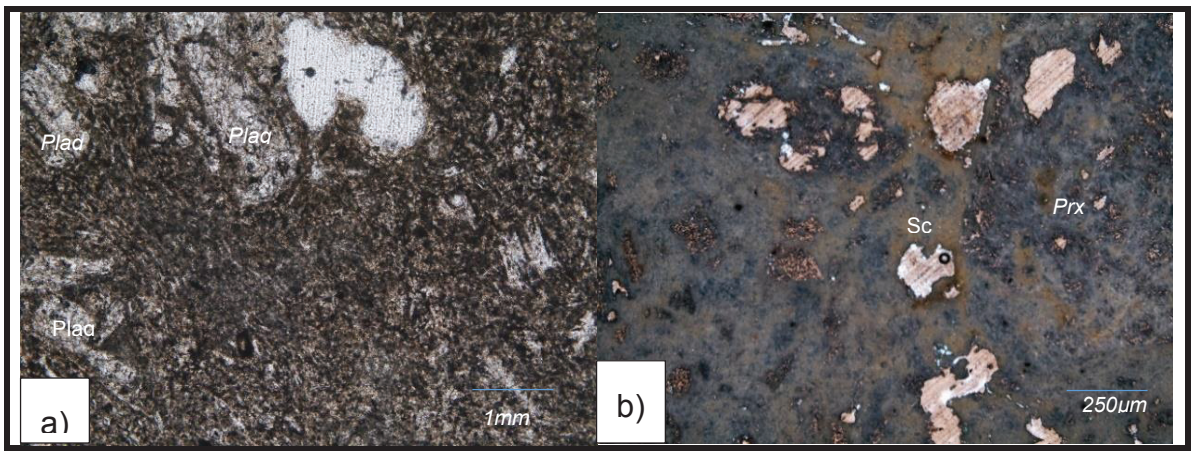
1. Autobrechas de lavas andesiticas blancas: prof. (251.5 – 265)m

Las autobrechas son de andesitas, se encuentran alteradas a arcillas blancas. Los clastos poseen una textura porfirítica, poseen leve presencia de fenocristales prismáticos de plagioclasas y máficos. Tamaño promedio 1mm.

Fotografía 3.1-27: Autobrechas de andesita con textura porfirítica y bajo contenido de fenocristales

En la muestra TF-33, correspondiente a una andesita alterada, tiene textura glomeroporfirítica (Fotografía 3.1-28). Se compone:

- Matriz microcristalina (78%): compuesta de vidrio, está alterada a arcillas y posee relictos de microlitos de plagioclasa. Tamaño 40µm
- Relictos de fenocristales (22%): son euhedrales, compuestos de plagioclasa fracturadas y zonadas, piroxeno y magnetitas. Tamaño promedio 2.5 a 1mm.



Fotografía 3.1-28:(Muestra TF-33), Andesita básica (2px): roca alterada, textura glomeroporfirítica, **a) y b)** Relictos de fenocristales: plagioclasa y máficos, dispuestos en una matriz vítrea microcristalina de plagioclasa, alterada a arcillas (Nicoles cruzados).

2. Intercalaciones de flujos de lavas y brechas: Prof. (265 – 296.1) m

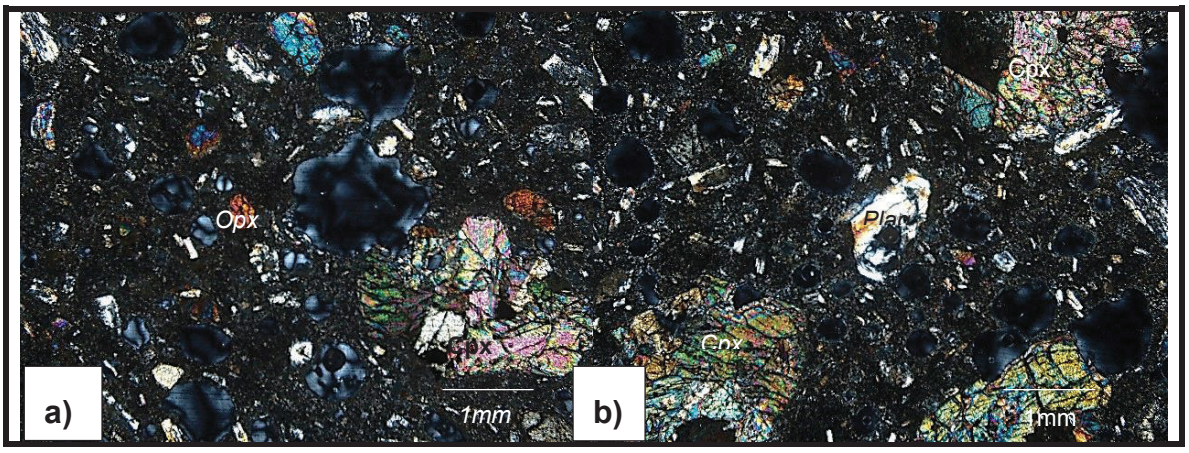
<u>Flujos de lava andesitico</u>: color gris a roja, textura porfirítica, compuesto por:

- Matriz (92%): gris microcristalina.
- Fenocristales (8%): compuesto de plagioclasa y piroxeno. Tamaño promedio 1 a 2mm.

En algunos lugares las lavas se han alterado a capas roja alteradas a arcillas.

En la muestras TF-39, TF-42, TF-45 y TF-46), correspondiente a lavas andesiticas 2px, presentan textura glomeroporfirítica intersticial fluidal (Fotografía 3.1-29). Se compuesta de:

- La matriz (62%): es microstalina, constituidas de vidrio, plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Tamaño promedio 40µm.
- Fenocristales (38%): son euhedrales a anhedrales, compuesto de plagioclasa en dos genraciones a) 1G: An_5, textura poikilítica, b) 2G: An_{55}, extinción ondulatoria; y cristales de ortopiroxeno (hiperstena), clinopiroxeno (augitas), augitas-aegirinas y magnetitas. Tamaño promedio 1.8mm 2.00mm.



Fotografía 3.1-29: (Muestra TF-46), Andesita básica vesicular (2px) textura glomeroporfirítica, **a) y b)** Fenocristales de clinopiroxeno (augita) (Cpx) agregados, plagioclasa (Plag) y ortopiroxeno (Opx), dispuestos en una matriz vítrea microcristalina (Nicoles cruzados).

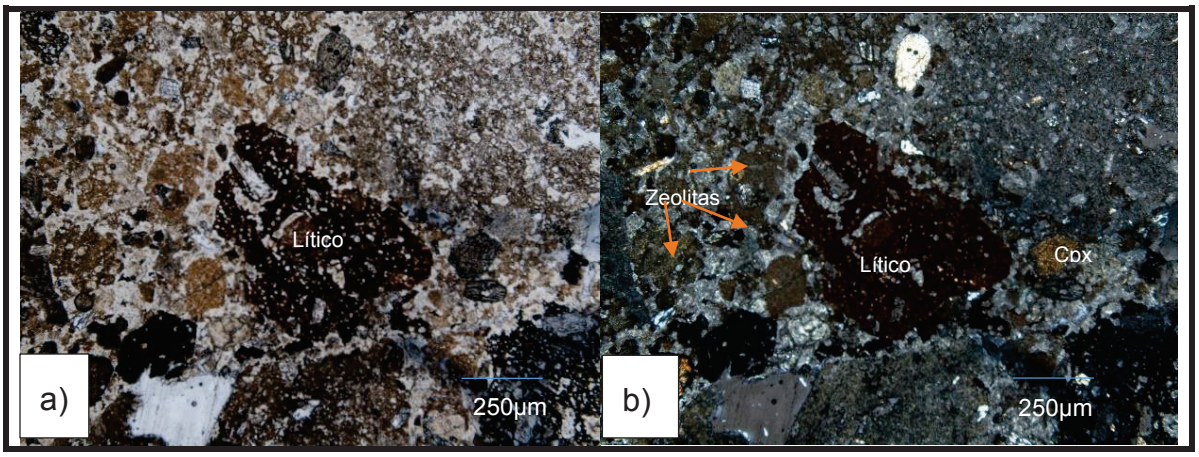
Brechas finas: gris, textura clástica psefítica, grano soportada, mal clasificada, se compone.

- Matriz (32%): arcillosa verdosa.
- Fragmentos minerales (8%): se compone de plagioclasa, piroxeno y cuarzos, tamaño promedio 1mm
- Fragmentos líticos (45%): son angulosos a sub-redondeados de andesita roja, andesita negra, lapillis y rocas alteradas, tamaño promedio de 4mm a 1cm.
- Bloques (15%): son angulos, compuesta deandesita porfirítica vino, andesita negra porfiríticas ricas en fenocristales, tamaño promedio 3 a 6cm.

Fotografía 3.1-30: Lavas gris porfirítica intercalado con brechas polimícticas, grano soportado, internamente intercalado con niveles milimétricos de esmectitas compactadas.

El análisis microscópico petrográfico en la muestra, TF-41-86, en brechas polimícticas piroclásticas, grano soportado, se presenta con una matriz clástica psefítica (Fotografía 3.1-31), se compone:

- La matriz (48.5%): son arcillas criptocristalinas, compuesta de anfíbol y cuarzo, tamaño promedio 40µm; y fragmentos líticos angulosos (ARB-V) y toba gris (TG). Tamaño promedio 1mm (ver Anexo 2).
- Fragmentos minerales (13.5%): son euhedrales a sub-euhedrales, está compuesta de anfíbol, plagioclasa de dos fuentes, a) An_{60}, textura poikilítica, extinción ondulatoria b) An_{30}; clinopiroxeno (augitas); y cristales de ortopiroxeno (hiperstena) y trazas de magnetita, enstatita. Tamaño promedio 0.7mm a 0.2mm.
- Fragmentos de clastos (38%): son angulosos a sub-angulosos, está compuesta de andesita cafés porfirítica (AA-C), toba de minerales gris (TG), andesita negra vitrofídica (AN-N), andesita castaña pseudo-pelítica (AN-C), andesita traquítica (AGT-C) y anortosita? (ver Anexo 2). Tamaño promedio 1.1 a 2.5mm.



Fotografía 3.1-31: (Muestra TF-41-86), Brecha polimíctica piroclástica, textura clástica psefítica, grano soportado, mal sorteado, a) Sin nícoles cruzados y b) Con nícoles cruzados; fragmentos de clastos líticos sub-angulosos de andesita castañas vitrofídica, andesita gris, negra y rosas porfirítica, distribuidos en una matriz criptocristalina.

3. Capa de tobas vítreas: prof. (296.1 – 301.3)m

Tobas blancas vítreas, matriz soportada, sorteo bueno, mal compactadas (Fotografía 3.1-32), se compone:

- Matriz (97%): es de ceniza fina, en su mayoría se encuentra alterada a arcillas amarillas.
- Fragmentos de cristales (3%): de plagioclasa, tamaño promedio 1mm,

Fotografía 3.1-32: Toba vítrea blanca, alterada a arcillas (esmectita).

4. Flujo de lavas con autobrechas: Prof. (301.8– 343.5)m

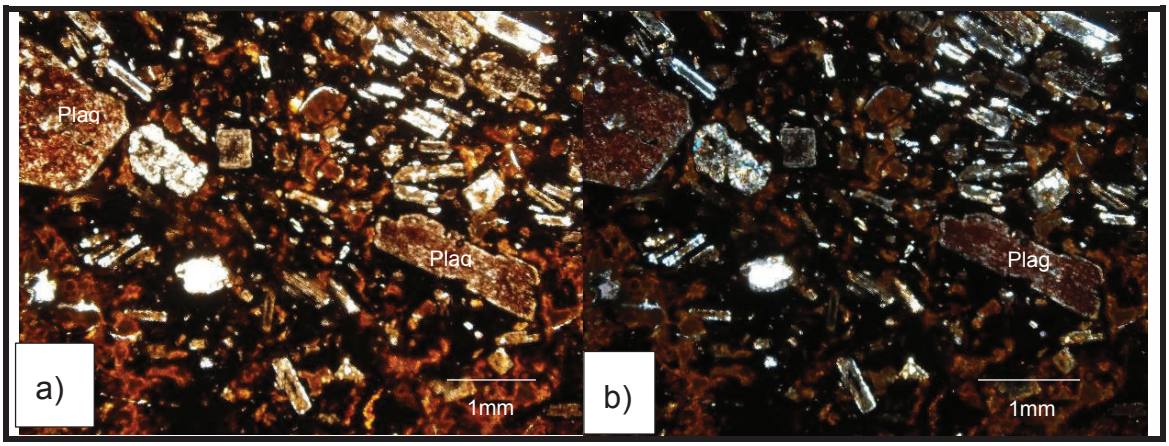
Autobrechas: consiste de una capa inicial y final de la secuencia en lavas, tiene textura clástica (Fotografía 3.1-33). Se compone:

- Matriz (25%): es arcillosa.
- Cantos y bloques (65%): se componen de andesita básicas porfirítica con presencia de fenocristales de plagioclasa y piroxeno.
- Poros (10%): son irregulares.

Fotografía 3.1-33: a) Autobrechas roja, clasto soportado, mal clasificado, matriz de arcillas amarillas verdosas (esmectitas).

En las muestras TF-43 y TF-48, correspondiente a las autobrechas, presentan texturas autoclástica psefítica, (ver Fotografía 3.1-34). Se compone:

- Matriz (15%): es criptocristalina de arcillas amarillas.
- Fragmentos minerales (6.5%): compuestas de plagioclasa y máficos. Tamaño promedio 450µm.
- Bloques andesíticos (78.5%): color gris oscuro, compuesto de andesitas con textura porfídica. Tamaños centimétricas a métricos.



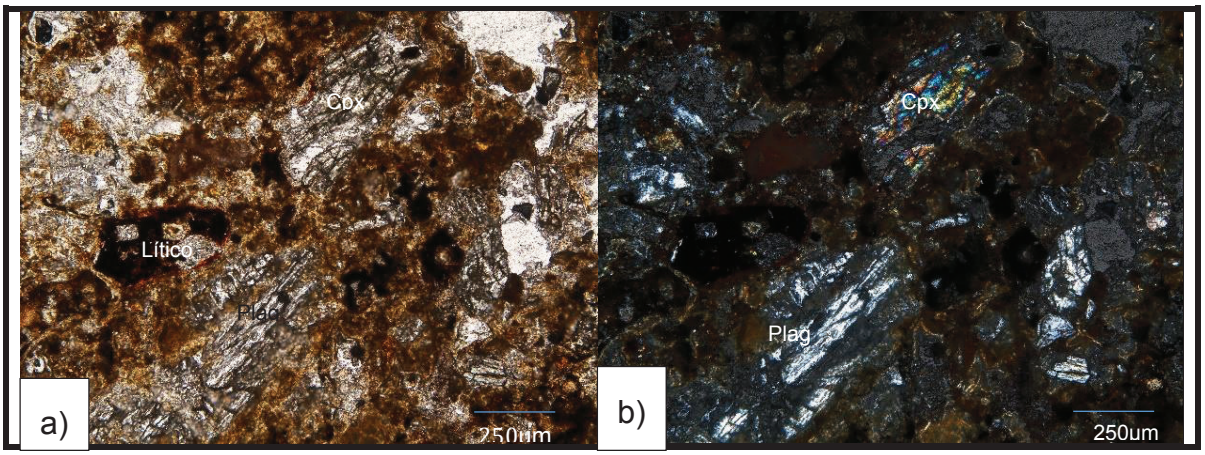
Fotografía 3.1-34: (Muestra TF-43), Autobrecha de andesita (2px), textura autoclástica psefítica, matriz soportada, mal sorteado, a) y b) Andesita (2px) glomeroporfirítica presenta fenocristales de plagioclasa alteradas (alteración moderada), dispuestos en una matriz vítrea microcristalina.

Lavas andesíticos: tienen la misma composición de las autobrechas, desde los 321.65m, las lavas se vuelven vesiculares.

Se encuentran separados por un nivel de **Tobas líticas**: roja matriz soportada, mal clasificada, compuesta de minerales y fragmentos de líticos volcánica.

En la muestra TF-44, corresponde de una toba líticas retrabajadas, presenta textura clástica psamítica (Fotografía 3.1-35), Se compone:

- La matriz (66.1%) es hipocristalina, se compone de arcillas pelíticas y fragmentos minerales de plagioclasa, cuarzo, y piroxeno. Tamaño promedio 30µm.
- Fragmentos minerales (20.4%): son euhedrales a anhedrales, compuesta de plagioclasa de tres fuentes: a) An_{45}, tiene inclusiones de opacos, b) An_{25}, extinción ondulatoria, b) An_{35}, fracturados; y cristales de clinopiroxeno (augitas), ortopiroxeno (hiperstena), anfíbol, y trazas cuarzo. Tamaño promedio 0.3mm.
- Fragmentos líticos (13.5%): son sub-angulosos a redondeados, está compuesta de andesita básica glomeroporfirítica (AFPC), andesita porfirítica (AAG-A), andesita traquítica (ACA-T), escorias (EAN) y andesita roja porfirítica (ARP) (ver Anexo 2). Tamaño promedio 1.5 a 2 mm.



Fotografía 3.1-35: (Muestra TF-44), Toba de líticos retrabajada, textura clástica psamítica, matriz soportada, mal sorteada, a) y b) Fragmentos minerales subhedrales de plagioclasa, piroxeno y fragmentos líticos de andesita porfirítica roja y andesita porfirítica negra, distribuidos en un matriz hipocristalina, pelítica.

Edad: es estimada en el Plio- Pleistoceno

Contacto Litológico y espesor: el contacto estratigráfico es concordante con la secuencia de flujo piroclástico, el contacto entre las diferentes unidades es concordantes El espesor es 92m.

Interpretación: el volcanismo que originó la secuencia es probablemente explosivo, caracterizado por productos lávicos, flujos piroclásticos y depósitos de caídas.

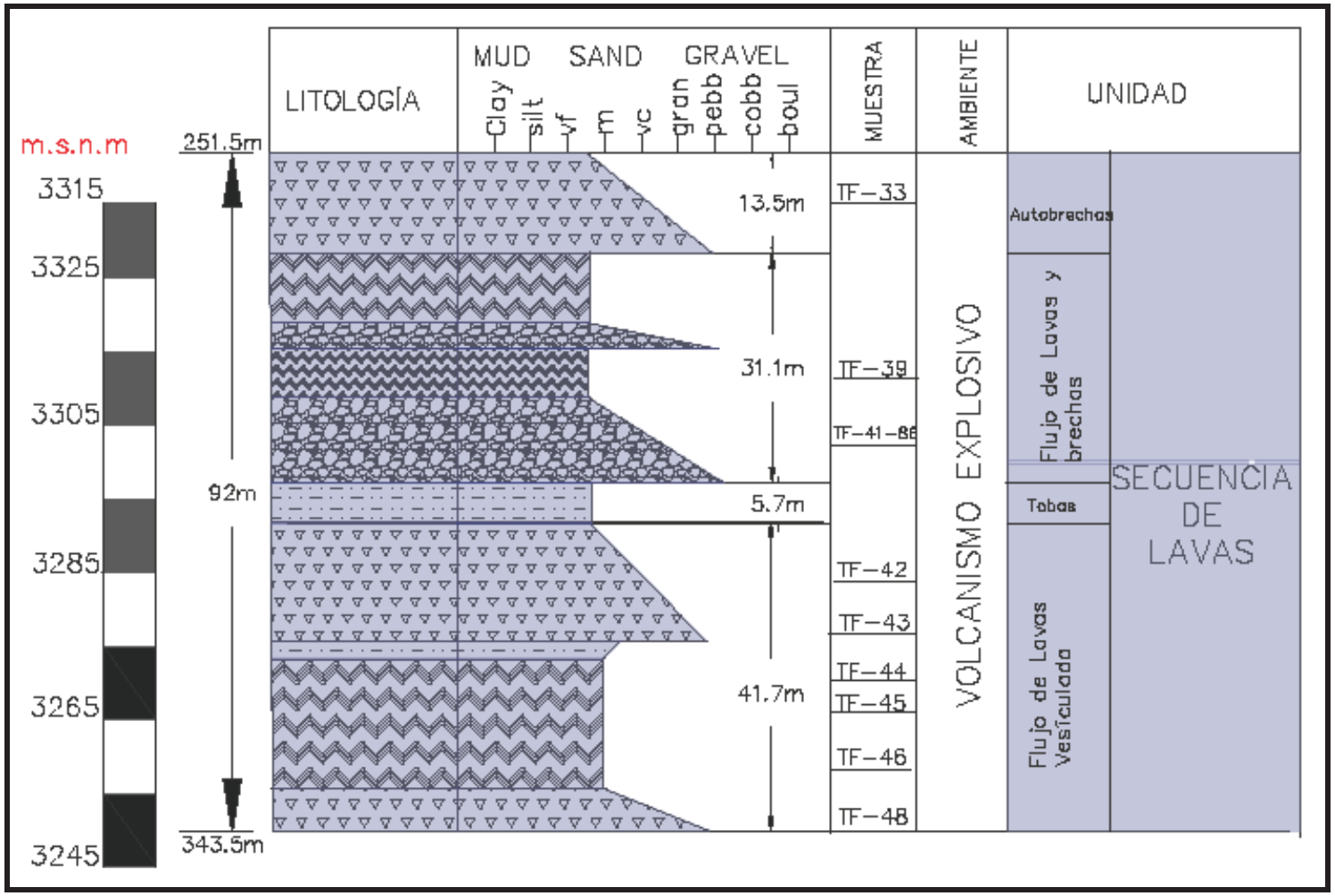


Figura 3.1-5: Columna Estratigráfica dela secuencia de lavas

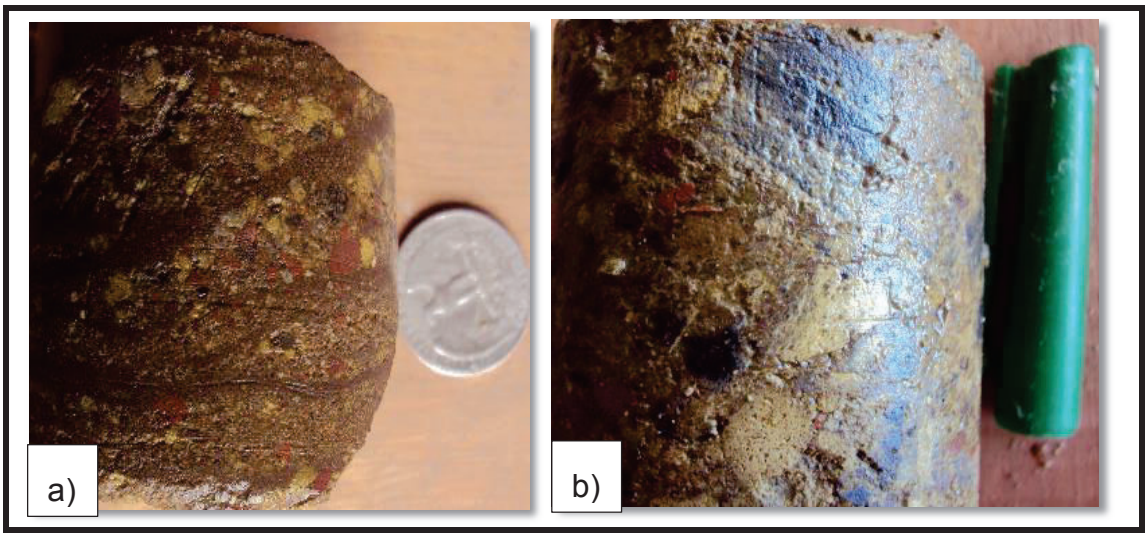
3.1.14. BRECHAS VOLCÁNICAS I

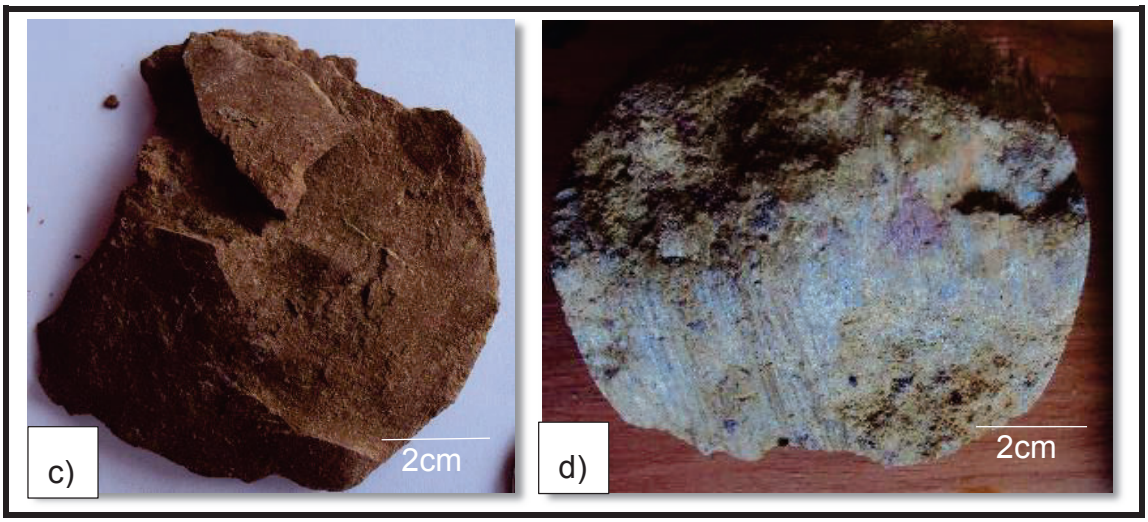
Límites: 3240m.s.n.m -3199m.s.n.m

Litología: consiste de una secuencia de brechas tufáceas polimícticas, matriz soportada y clasificación moderada. En algunos niveles se han alterado, debido a la presencia de fallas de bajo ángulo, en la profundidad de 368.5m (Figura 3.1-6).

Las brechas son volcanosedimentarias, color marrón oscuro, matriz soportada (Fotografía 3.1-36). Se compone:

- Matriz (57%): es de ceniza fina alterada a arcillas.
- Fragmentos de minerales (15%): son sub-angulosos a sub-redondeados, compuestas de cuarzo, plagioclasa, piroxeno y trazas de calcita (común entre la Prof. 343.5 a 368.5m). Tamaño promedio 0.8mm a 1mm
- Fragmentos de clastos (20%): son sub-angulosos a sub-redondeados (20%), se encuentra compuesta de tobas vítreas blancas, andesita negra porfirítica vesiculares, andesita roja porfirítica y andesita vinos porfirítica. Tamaño promedio 1.5 a 2 cm.
- Bloques (8%): son angulosos, constituidos por: andesita negra porfirítica, andesita roja, andesita gris. Tamaño promedio de 7 a 12cm.



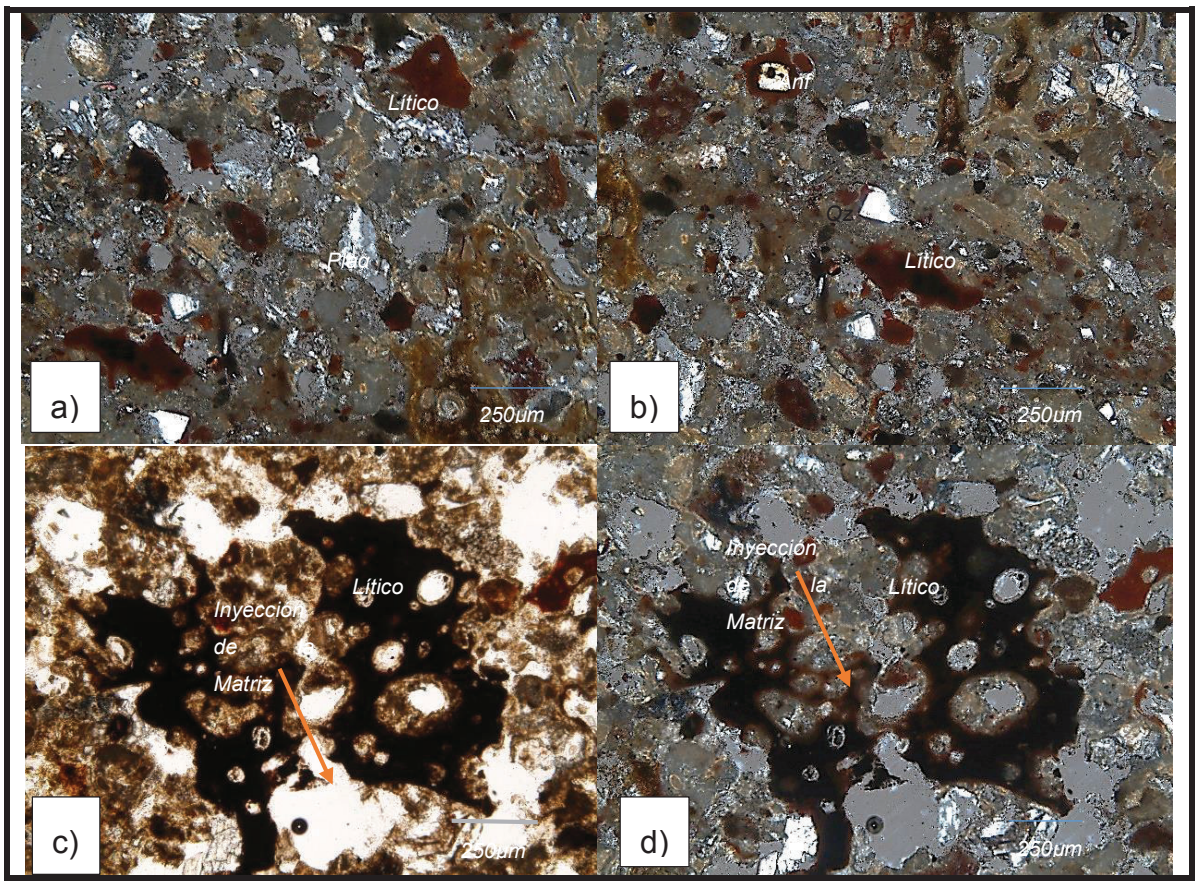


Fotografía 3.1-36: Brechas tufáceas polimícticas, matriz soportada a) Brechas de grano fino, b) Brechas de grano grueso c) y d) Espejos de falla.

En las muestras TF-83, TF-49, TF-51, TF-52, corresponde a brechas con textura clástica psefítica, matriz soportada y mal sorteo (Fotografía 3.1-37). Se compone:

- La matriz (70%) es criptocristalina, se compone:
  - Ceniza fina (62%): amarilla a ploma, alterada a arcillas en algunos sitios.
  - Fragmentos de minerales (4%): son euhedrales a anhedrales, se componen de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y cuarzo. Tamaño promedio 45µm.
  - Fragmentos de clastos (4%): angulosos a sub-redondeados, se compone de andesita negra (AN-N) y andesita roja (ARV-B).
- Los fragmentos minerales (20%): son euhedrales a anhedrales, compuestos de: plagioclasa de tres fuentes: a) An_{30}, textura poikilítica, b) An_{45}, inclusiones de óxidos e extinción ondulatoria c) An_{60} (en trazas); y cristales de clinopiroxeno (augitas), ortopiroxeno (hiperstena), cuarzo y trazas de moscovita, y opacos. Tamaños promedio 450µm a 1mm.
- Los fragmentos de clastos (15%): son angulosos a sub-angulosos, compuestos de andesita traquítica (ACA-T), andesita vitrofídica castaña (AN-C), andesita básica vitrofídica (ARB-V), andesita porfirítica rojiza (ARP), andesita básica (AA-C), andesita ácida glomeroporfirítica (AAG-N), escorias vitrofídica castañas

(ECR), tobas y en menor porcentaje dacitas (DA-1), escorias ácida (EAN) (ver Anexo 2). Tamaño promedio de 1.5mm a 1.5cm.



Fotografía 3.1-37: (Muestra TF-83), Brecha tufácea psamítica polimíctica, matriz soportada, mal sorteada; **a) y b)** Fragmentos de minerales euhedrales fracturados de plagioclasa, anfíbol y cuarzos, distribuidos en una matriz ceniza fina alterada a arcillas**; c) y d)** Clasto de lítico de andesita básica vitrofídica (ARB-V) alterada, e inyectada la matriz arcillosa de la roca.

Edad: es estimada en el Plio- Pleistoceno

Contacto Litológico y espesor: El contacto estratigráfico con la secuencia de lavas es probablemente erosional, ya que existe vacíos en el testigo. El espesor es de 41m.

Interpretación: las brechas se formaron por retrabajamiento de depósitos piroclásticos, generados por un volcanismo de alta energía. La fuente debe ser cercana porque los clastos son angulosos (Fotografía 3.1-37).

3.1.15. SEDIMENTOS FINOS CON NIVELES DE GRAVAS

Límites: 3199m.s.n.m - 3184.9m.s.n.m

Litología: consiste de una secuencia volcanosedimentaria de arenas gris poco consolidadas con esporádicos niveles de gravas, intercaladas con niveles finos de limos y paleosuelos (aproximadamente 10cm) (Figura 3.1-6).

Arena gruesa a fina gris (85%): textura clástica, clasto soportado, sorteo moderado a malo y poco consolidado (Fotografía 3.1.38). Se compone:

- Arenas finas y limos (36%): color gris.
- Fragmentos de minerales (24%): son redondeadas a sub-redondeados, compuesta de plagioclasa, micas, cuarzos y máficos. Tamaño promedio 1.5 a 1mm.
- Fragmentos de clastos líticos (40%): son redondeados, compuestas de andesita negra afanítica y tobas blancas. Tamaño promedio 2 a 1.5mm.

Limos (8%): color marrón claro con textura clástica pelítica, es matriz soportada y bien clasificada, tiene laminaciones milimétricas intercaladas con capas de paleosuelos (espesor promedio 0.5cm). Se compone:

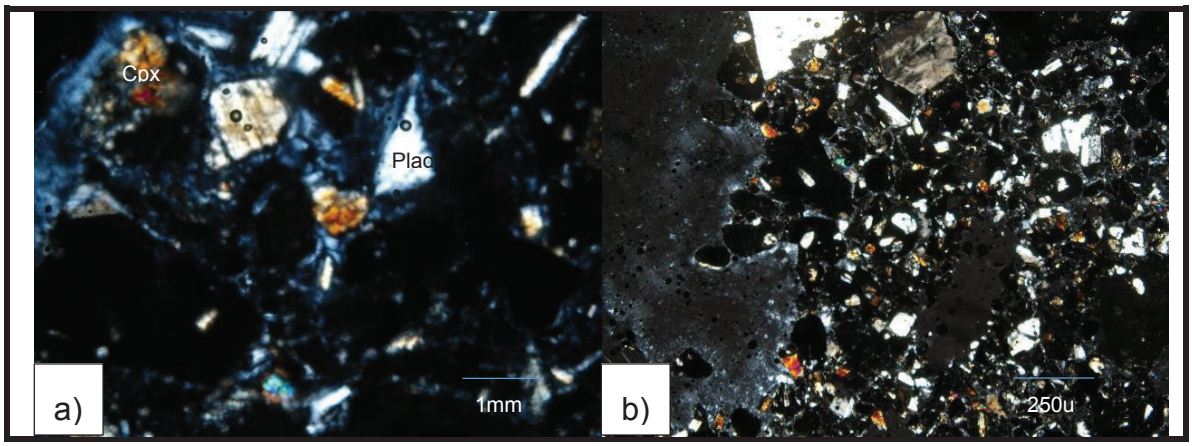
- Matriz (95%): se compone de limos.
- Fragmentos de minerales (5%): de micas, piroxeno, anfíbol y materia orgánica (hojas). Tamaño promedio 0.5 mm.

Gravas finas a medias (7%): redondeadas a sub-redondeadas, compuestas de fragmentos de clastos líticos de andesita porfirítica gris, tobas blancas y gris. Tamaño promedio 7mm a 1.5cm.

Fotografía 3.1-38: Arenas gris de grano medio, sorteo moderado, clasto soportado, tiene niveles de gravas.

En las muestras TF-53 y TF-55, correspondientes a arenas con textura clástica psamítica, grano soportado y mal sorteada (Fotografía 3.1-39). Se compone:

- La matriz (45%): está compuesta.
  - Ceniza fina (22%): café oscuro.
  - Fragmentos minerales (13%): son anhedrales, compuestas de plagioclasa, cuarzo, clinopiroxeno y anfíbol. Tamaño promedio 20µm
  - Fragmentos líticos (10%); son angulosos, compuestos de andesita roja (ARB-V). Tamaño promedio 0.2mm.
- Fragmentos minerales (25%); son anhedrales a euhedrales, compuestos de plagioclasa de dos fuentes, a) An_{15}, fracturados, b) An_{25}, extinción ondulatoria; anfíbol, clinopiroxeno (augitas), cuarzo y trazas feldespatos, augitas-aegirinas. Tamaño promedio 0.4mm a 0.3mm.
- Fragmentos de clastos (30%): son angulosos a sub-angulosos, compuestos de andesita castañas vitrofídica (AN-C), tobas vítreas (TGV), tobas minerales (TMV), andesita vitrofídica negra (AN-N), andesita gris oscuras porfirítica (AN-B) y andesita vitrofídica (AN-C) (ver Anexo 2). Tamaño promedio 1.5 a 2.5 mm.



Fotografía 3.1-39: (Muestra TF-55), Arenas gris, grano soportado, textura clástica psamítica, sorteo moderado a) y b) Fragmentos minerales anhedrales y subhedrales de plagioclasa (Plag), anfíbol (Anf), cuarzo (Qz), piroxeno (Px), dispuesta en una matriz de ceniza fina (Nicoles cruzados).

Edad: la edad estimada es el Plio- Pleistoceno

Contacto Litológico y espesor: el contacto estratigráfico con las brechas es transicional. El espesor es 14.1m.

Interpretación**:** los depósitos son volcanosedimentarios, se depositaron en un ambiente transicional fluvial, debido a la presencia de estratificación cruzada no muy evidente y niveles de acumulación de gravas al final de cada intercalación.

3.1.16. ARENAS NEGRAS

Límites: 3184.9m.s.n.m – 3173.85m.s.n.m

Litología: consiste de una secuencia de arenas negra, paleosuelos con laminaciones (milimétrica a centimétricas) e intercalado con niveles esporádicos de ceniza gruesa (centimétricas). Toda la secuencia consta de bioturbaciones de raíces, que traspasan la secuencia en forma transversal (Figura 3.1-6).

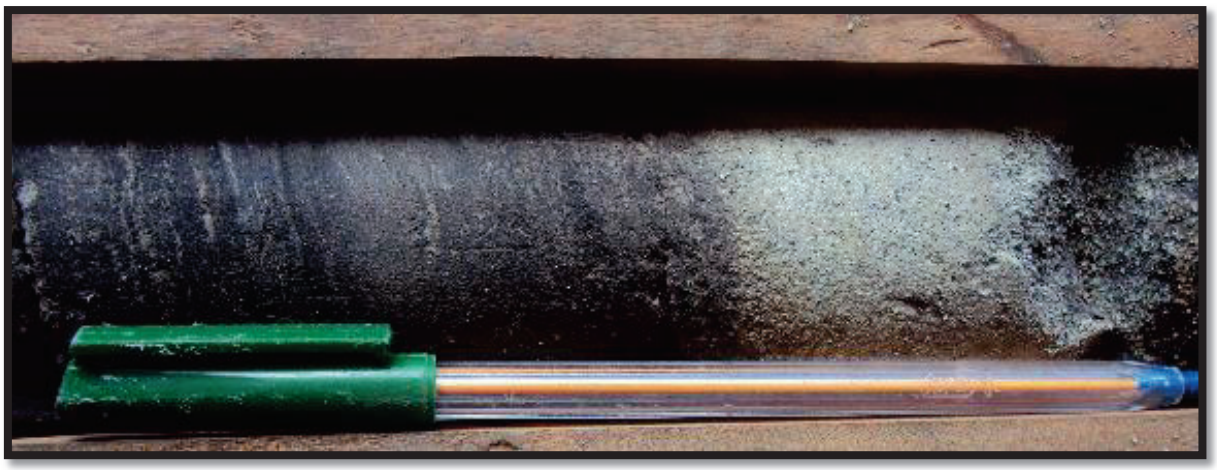
Arenas negra (50%): de grano fino a medio, matriz soportada, sorteo moderado, poco compactadas, se compone de arenas finas negras (97%) y fragmentos de minerales (3%) sub-angulosos de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Tamaño promedio 1mm (Fotografía 3.1-40).

Paleosuelos (45%): color negra, tiene matriz soportada, buen sorteo y poco compactadas (Fotografía 3.1-40). Se compone:

- Arcilla (98%): color negra.
- Fragmentos minerales (2%): sub-angulosos de plagioclasa. Tamaño promedio ‹1mm

Ceniza fina blancuzca pobre en minerales (5%): es poco compactada, bien sorteadas, poco consolidadas (Fotografía 3.1-40). Se compone:

- Ceniza fina (97%): color blanco.
- Fragmentos minerales (3%): redondeados, se compone de plagioclasa, cuarzo y máficos. Tamaño promedio <1mm.

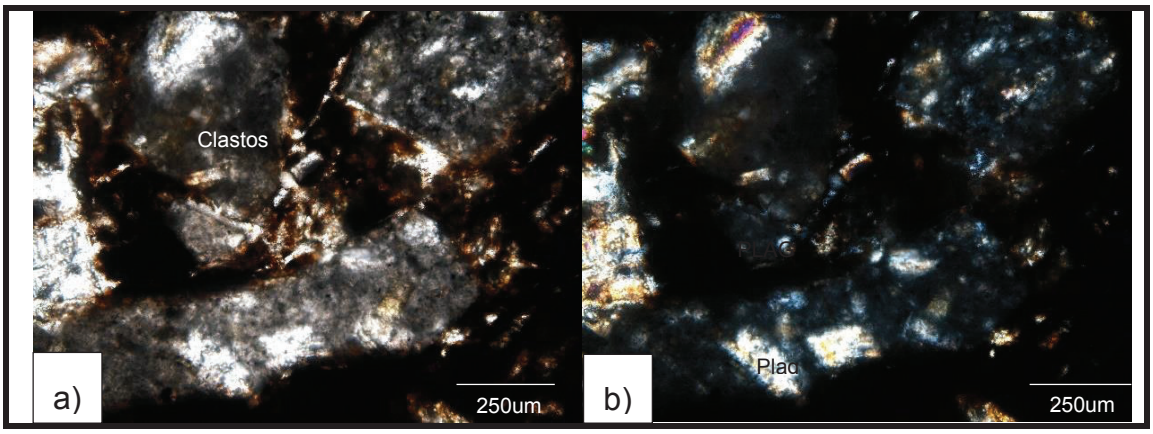


Fotografía 3.1-40: Arenas negra de grano medio laminadas con niveles de paleosuelos. Presencia de local de nivel de ceniza blanquecina.

La muestra TF-87-01, corresponde a una arena negra, presenta textura clástica psamítica (Fotografía 3.1-41), Se encuentra compuesta:

- La matriz (76%): se compone de arcillas negra y fragmentos minerales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo. Tamaño 30µm.

- Fragmentos minerales (17.5%): son anhedrales, se compone de plagioclasa, clinopiroxeno (augitas), ortopiroxeno (hiperstena), cuarzo y trazas magnetita, anfíbol. Tamaño 0.5 a 0.3 mm.
- Fragmentos líticos (6.5%): se compone de andesita gris (AN-B).



Fotografía 3.1-41: (Muestra TF-87-01) Arena negra, matriz soportado, textura clástica psamítica, moderadamente sorteada, a) y b) andesitas básicas porfirítica angulosas, distribuidos en matriz pelítica (Nicoles cruzados).

Edad: se estima en el Plio- Pleistoceno.

Contacto Litológico y espesor: el contacto entre los sedimentos finos es concordante. El espesor de la secuencia es 11.15m.

Interpretación: las intercalaciones de arenas finas y paleosuelos se formaron en un ambiente de baja energía con aguas someras.

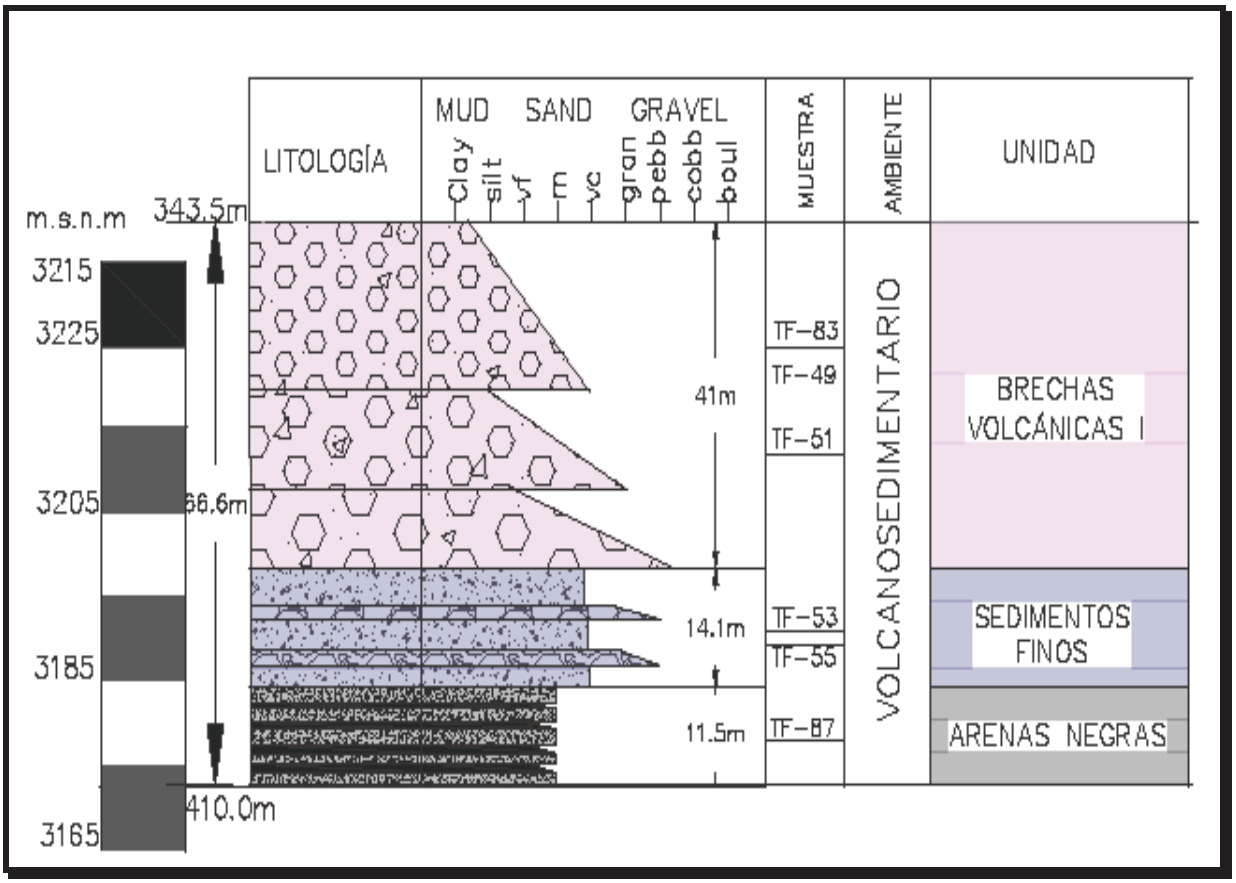


Figura 3.1-6: Columna Estratigráfica de las unidades de brechas volcánicas I, Sedimentos finos y arenas negras.

3.1.17. SECUENCIA SEDIMENTARIA I

Límites: 3173.85 m.s.n.m – 3015 m.s.n.m

Litología: secuencia de brechas tobáceas grises a verdosas polimícticas, de grano soportado a matriz soportada, intercaladas con secuencias de arenas de grano gruesos y limos con laminaciones con arenas finas crema. Internamente las capas de arenas gruesas tienen gradación normal y estratificación cruzada (Figura 3.1-7).

Se diferencian cuatro tipo de brechas diferenciados por las caracterisiticas texturales y composicionales.

1. Brechas I: son polimícticas, grano soportado intercalado con niveles de arenas grises y limos laminados.
2. Brechas II: son polimícticas de lapilli gris claro, grano soportado, intercalados con arenas negras y limos. Las capas tienen estratificación cruzada.
3. Brechas III: sonpolimícticas gris verdoso claro, matriz soportado, intercalados con arenas gris y limos. Están atravesadas con vetillas de goethita, con una dirección de 30^{0}.
4. Brechas IV: sonpolimícticas gris claro, matriz soportado, compactas, se encuentran intercalados con arenas gris y limos, presentan más cantidad de matriz.

Los l**imos**: en la secuencia sedimentaria I, son de color marrón claro, textura clástica pelítica, tienen matriz soportada, buen sorteo. Se encuentran laminadas con niveles de arenas finas y posee trazas de minerales (Fotografía 3.1-42).

Fotografía 3.1-42: a) Estratificación cruzada, entre arenas gruesas y capas laminadas de arenas finas y limos **b)** Laminaciones milimétricas entre limos y arenas finas.

1. **Brechas (I) intercalado con niveles de arenas gris y limos laminados. Prof. (409.65 - 428.5) m.**

Brechas (I): polimícticas tobáceas gris, textura clástica, clasto soportado y mal sorteadas, se compone:

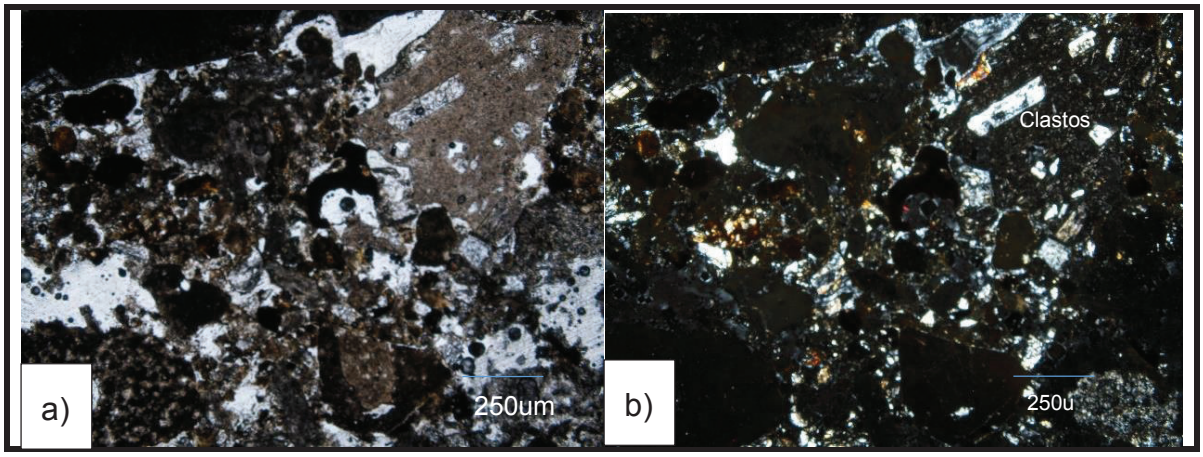
- La matriz (65%): está compuesta.
  - Ceniza fina (45%): color gris a gris oscura, consolidada (tobácea).
  - Fragmentos minerales (15%): compuesta de plagioclasa, anfíbol, piroxeno y micas. Tamaño promedio 1 a 2 mm.
  - Fragmentos de clastos líticos (5%): son angulosos, compuesta de andesita negra y andesita roja. Tamaño promedio 2mm.
- Clasto de líticos (30%): son angulosos, compuestos de tobas blancas, andesita vino porfirítica, andesita rosada porfirítica, andesita gris clara, andesita gris oscura, andesita negra y andesita gris alterada. Tamaño promedio 2 a 3 cm.
- Bloques (5%): son angulosos, compuestos de andesita negra porfirítica, andesita gris y en menor cantidad andesita vino. Tamaño promedio 6 a 8cm.

En las muestras TF-59 y TF-61, corresponde a brechas, presentan textura clástica psefítica (Fotografía 3.1-43), Se compone:

- La matriz (57%): se compone.
  - Ceniza fina (38.5%): alterado a arcillas,
  - Fragmentos minerales (4%): de plagioclasa, anfíbol y cuarzo, tamaño promedio 30µm
  - Fragmentos de clastos líticos (arenas) (14.5%): se compone de andesita negra rojizas (AN-R), andesita negra vitrofídica (AN-N), andesita gris claro porfirítica (AN-G), tobas clásticas psamítica (TVGO) (ver Anexo 2), tamaño promedio 0.1mm a 0.4mm.
- Fragmentos minerales (12%): son euhedrales a anhedrales, compuestos de plagioclasa de tres fuentes a) An_{50}, textura poikilítica, b) An_{30}, extinción

ondulatoria, c) An_{50}, tienen zonaciones; ortopiroxeno (hiperstena); además de cristales de clinopiroxeno (augitas), anfíbol, cuarzo y trazas de opacos, moscovita (?), hiperstena, augita-aegirina, moscovita (?). Tamaño promedio 1.1 a 0.5mm.

- Fragmentos de clastos líticos (31%) angulosos a sub-angulosos, se compone de tobas gris vítreas (TGV), andesita vitrofídica castaño (AN-C), andesita gris oscura con xenolitos, toba de minerales incoloros (TM-1). Tamaño promedio 1.8 a 2.5mm.



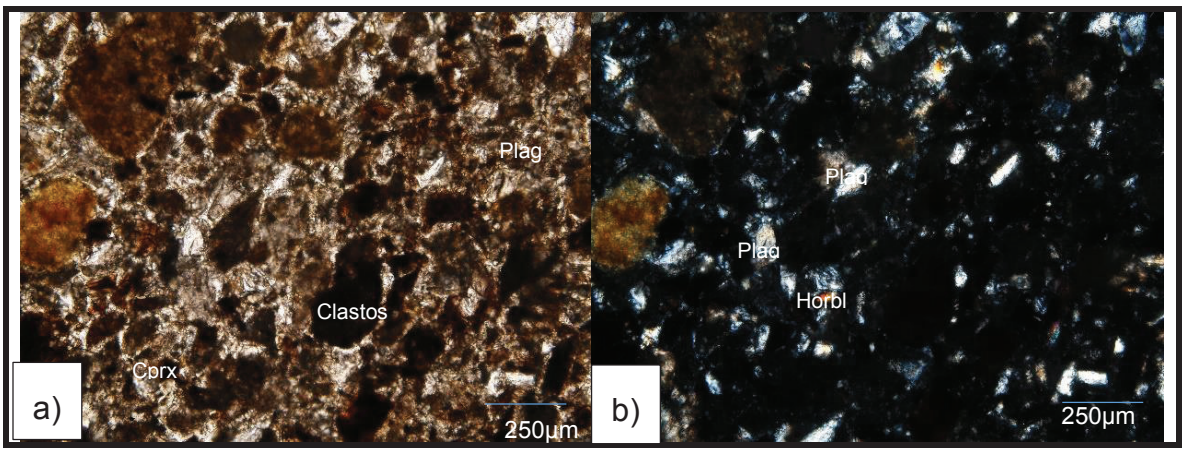
Fotografía 3.1-43: (Muestra TF-59), Brechas polimícticas tobáceas, textura clástica psefítica, clasto soportado. Fragmentos de clastos de líticos angulosos a sub-angulosos de andesita rosadas, andesita gris, andesita negra y fragmentos minerales de cuarzo, plagioclasa, distribuidos en una matriz y cementadas en ceniza fina, a) Nicoles paralelos, b) Nicoles paralelos.

Arena de grano medio gris: clasto soportado, psamíticas, mal sorteado, poco consolidado. Está compuesta.

- Arena fina (50%).
- Fragmentos minerales (7%): compuesta de plagioclasa, máficos y trazas de materia orgánica. Tamaño promedio 1mm.
- Fragmentos clastos líticos (43%): son angulares a sub-angulares, se compone de andesita roja, andesita negra. Tamaño 1mm.

En la muestra TF-60, realizada en una arena, tiene textura clástica psefítica, es grano soportado, mal sorteado y poco consolidada (Fotografía 3.1-44). Se compone:

- Matriz (51.5%): está compuesta.
    - Ceniza fina (17.5%): negra e isotrópica.
    - Fragmentos de minerales (4%): se compone de plagioclasas, piroxenos y cuarzo. Tamaño promedio 90 µm.
    - Fragmentos de clastos (30%): son sub-angulosos, se compone de andesita roja (ARBV), andesita gris (AN-G), andesita negra (AN-N) y toba vítrea (TVGO) (ver Anexo 2). Tamaño promedio 90 a 40 µm.
- Fragmentos minerales (24.5%): anhedrales a euhedrales fracturados, se compone de plagioclasa tiene dos fuentes a) An_{25}, extinción ondulatoria, b) An_{45}; además de cristales de clinopiroxeno (augitas), anfíbol, máficos en forma de relictos, cuarzo y trazas de feldespatos, magnetita. Tamaño promedio 0.2mm a 0.1mm.
- Fragmentos de clastos (25%): son sub-redondeada, se compone de andesita castaños vitrofídica (AN-G), tobas vítreas (TM-1). Tamaño promedio 1cm.



Fotografía 3.1-44: (Muestra TF-60), Arena, grano soportado, textura clástica psamítica, mal sorteado. Fragmentos de clastos angulosos de andesita negra, rojizas y fragmentos de minerales de plagioclasa, piroxeno, distribuidos en una matriz de ceniza fina pelítica a) Nicoles paralelos, b) Nicoles cruzados

2. **Brechas (II) gris claro, clasto soportado, intercalados con arenas negras y limos (428.5m – 482.5m)**

Brechas (II): policmítica, color blanquecina, textura clástica, es clasto soportado y mal sorteado (Fotografía 3.1-45). Se compone de:

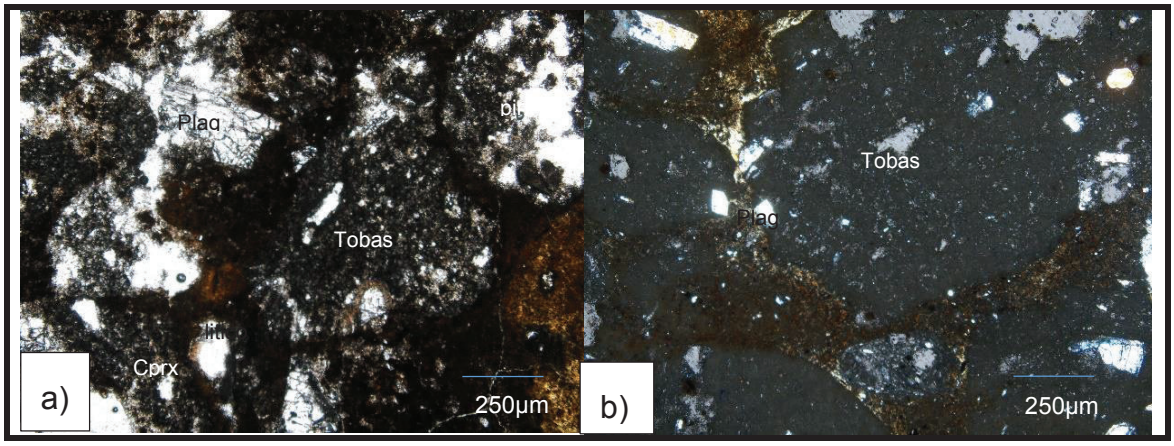
- La matriz (20%) es hipocristalina.
    - Ceniza fina (17%): color gris claro y compactada.
    - Fragmentos minerales (2%): se compone de plagioclasa y anfibol. Tamaño 1mm.
    - Fragmentos de clastos (1%): se compone de andesita roja y negra. Tamaño promedio 1mm.
- Clastos (70%): son (lapilli) redondeados a sub-redondeados, se componde de tobas blancas (50%), andesita roja y andesita negra. Tamaño promedio 1 a 1.5cm.
- Bloques (10%): son angulosos, compuestas de andesita negra vesicular y andesita roja. Tamaño promedio 4 a 10 cm.

Fotografía 3.1-45: Contacto entre brechas (I) brecha polimíctica tobácea, grano soportado y brechas (II) tobáceas de lapilli, grano soportado.

En las muestras TF-62, TF-64, TF-67 y TF-68, corresponde a una brechas de lapilli, tiene textura clástica psefitica, es grano soportado, mal sorteado (Fotografía 3.1-46). Se compone:

- La matriz (32%) es hipocristalina compuesta:
    - Ceniza fina (27%): está compactada,
    - Fragmentos de minerales (5%): se compone de plagioclasa, piroxeno y cuarzo. Tamaño promedio 50µm.

- Fragmentos minerales (13%): son euhedrales a anhedrales de plagioclasa tiene dos fuentes; a) An_5, textura poikilítica, b) An_{55} zonados ; además cristales de clinopiroxeno (augitas), anfíbol, cuarzo y trazas ortopiroxeno, augita-aegirina, opacos. Tamaño promedio 1.1mm a 0.7mm.
- Fragmentos de clastos (55%). son sub-redondeados, compuestos de toba de minerales (TGV), andesita vitrofídica marrón (AN-C), andesita porfirítica (ARP), andesita vitrofídica gris (AGB-P) y andesita con textura “mingling” (ver Anexo 2). Tamaño promedio 2.1 a 1.1mm.



Fotografía 3.1-46: (Muestra TF-68), Brecha tobácea de lapilli, grano soportado, textura clástica psefítica, sorteo moderado **a) y b)** tobas vítrea verdosa psamítica, cementadas en una matriz ceniza fina pelítica

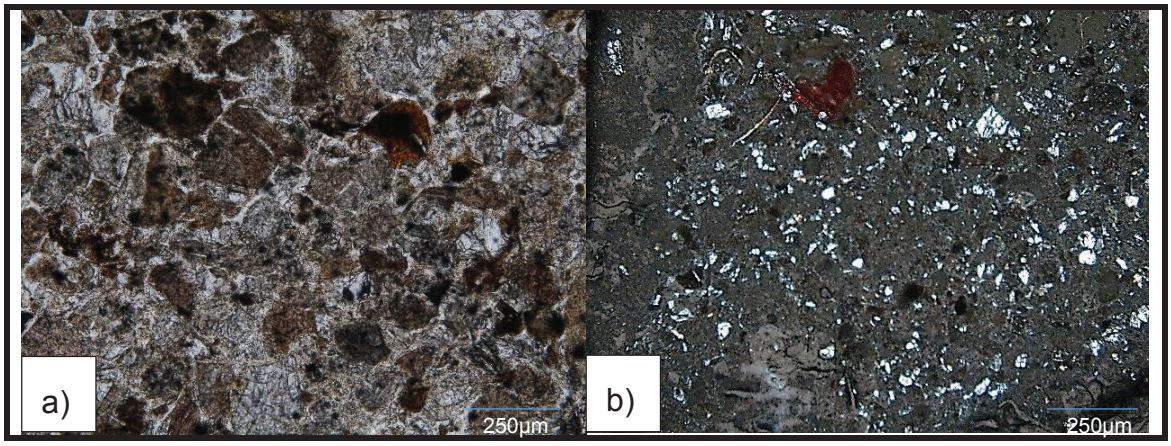
Arenas negras de grano medio pobre en minerales: sorteo moderado, grano soportadas, textura clástica psamítica, se compone de una matriz arena fina; fragmentos minerales: plagioclasa, piroxeno, tamaño promedio 2mm; fragmentos liticos de andesitas negras, andesita vino, andesita gris, tamaño promedio 2mm.

El análisis microscópico petrográfico en las muestras TF-63 y TF-65, correspondiente a una arena negra con textura clástica pasmtica, de grano soportado y sorteo moderado (Fotografia 3.1-47). Se compone:

- La matriz (72%): está compuesta de.
  - Ceniza fina (39%)

- Fragmentos minerales (13%): compuesto de plagioclasa, cuarzo, tamaño promedio ‹0.1mm.
- Fragmentos de clastos (30%): angulosos, compuestos de andesita gris (AGB-P), andesita roja (ARB-V), tamaño promedio 0.1mm.

- Fragmentos minerales (16%): son euhedrales y anhedrales, se compone de plagioclasa, clinopiroxeno (augitas), ortopiroxeno (hiperstena), anfíbol y trazas de augitas-aegirinas, opacos.
- Fragmentos de clastos (12%): son sub-redodendeados s sub-angulosos, se compone de toba de minerales (TM-1), andesita porfirítica gris (AGR-P), andesita glomeroporfidíca café (AA-C) y toba gris (TG) (ver Anexo 2). Tamaño promedio 1mm a 0.5mm.



Fotografía 3.1-47: (Muestra TF-63): Arena volcánica, grano soportado, textura clástica psamítica, a) fragmentos de clastos líticos andesita roja y gris vitrofídicas, tobas, dispuestos en una matriz vítrea criptocristalina.

3. **Brechas (III) gris verdosa, matriz soportado, intercalados con arenas gris y limos. Prof (482.5 - 518.5) m.**

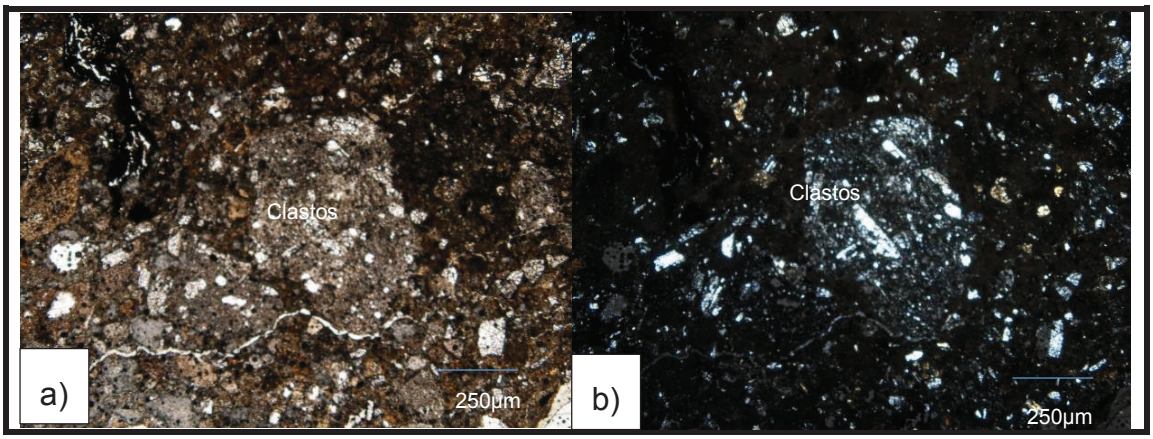
Brechas (III): polimícticas, tiene textura clástica, es matriz soportada y mal sorteada. Se compone:

- La matriz (77%) es hipocristalina, se compone:
  - Ceniza fina (40%): gris verdosa.

    - Fragmentos minerales (20%): se compone de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. Tamaño promedio 1mm.
    - Fragmentos de clastos (17%): son angulosos a redondeados, se compone de tobas blancas y andesita gris. Tamaño promedio 2mm.
- Clastos (8%): son sub-redondeados, se compone de tobas blancas, andesita negra y andesita gris. Tamaño promedio 2 a 3 mm.
- Bloques (15%): son angulosos, compuestos de andesita gris, tobas blancas y andesita negra vesicular. Tamaño promedio 1 a 3 cm.

En la muestra TF-70, correspondiente a las brechas III, poseen textura clastica psefitica, es matriz soportada, mal sorteada (Fotografía 3.1-48), Compuesta de;

- La matriz (57%) está compuesta de:
    - Ceniza fina (48%): es compactada.
    - Fragmentos minerales (5%): está compuesta de plagioclasa y cuarzo. Tamaño promedio 0.1mm
    - Fragmentos de clastos (4%): son angulosos, se compone de andesita porfirítica (AGB-P) (ver Anexo 2). Tamaño promedio 0.2mm
- Fragmentos minerales (28.5%): se compone de plagioclasa de dos fuentes: a) extinción ondulatoria, b) An_{45}, tienen inclusiones de óxidos; además cristales de clinopiroxeno (augitas), cuarzo y trazas ortopiroxeno, opacos. Tamaño promedio 0.3 a 0.1 mm.
- Fragmentos de clastos (14.5%): son angulosos a sub-angulosos, se compone de andesita gris glomeroporfirítica (AGB-P), andesita ácida pilotáxica (AAG-N), andesita porfirítica (ARP), tobas vítreas (TM-1) y andesita vitrofídicas negra (AN-N). Tamaño pormedio 0.15mm a 0.2mm.



Fotografía 3.1-48: (Muestra TF-69), Brecha polimíctica tobácea, matriz soportada, textura psefítica, a) Fragmentos minerales anhedrales a euhedrales de plagioclasa, cuarzos y Fragmentos de clastos líticos sub-redondeados de andesita porfirítica y andesita gris, dispuestas en una matriz de ceniza fina IVhipocristalina pelítica.

4. **Brechas (IV) gris claro, matriz soportado, intercalados con arenas gris y limos. Prof (518.5-568.5)m.**

Brechas (IV): gris claras polimícticas, matriz soportada, textura clástica psefítica, se compone de:

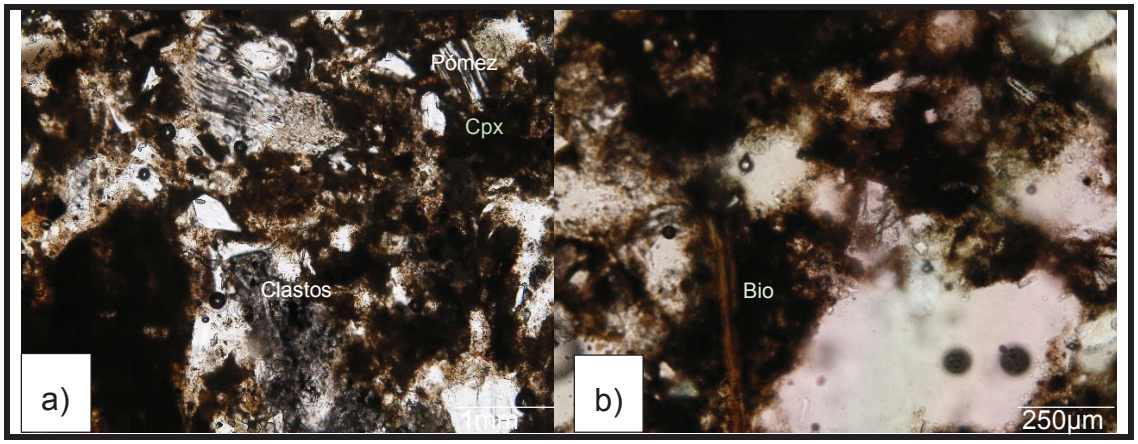
- La matriz (75%); es hipocristalina compuesta de,
  - Ceniza fina (70%): gris claro y compacta.
  - Trazas de fragmentos minerales (5%): de plagioclasa, piroxeno y anfíbol, tamaño de 1mm.
- Clastos (15%); son angulosos a sub-redondeados, compuestos de andesita gris, andesita negra, andesita roja y tobas blancas. Tamaño promedio 2 a 4mm.
- Bloques (10%): son angulosos de andesitas negras. Tamaño promedio 8 – 15 cm.

En las muestras TF-73, TF-74 y TF-75, correspondiente a una brecha (IV) polimíctica, con textura clástica psefítica (Fotografía 3.1-49). Se compone:

- Matriz (65%) compuesta de
  - Ceniza fina (60%): pelítica,

- Fragmentos minerales (5%): se compone de plagioclasa, piroxeno, cuarzo y trazas piroxeno, y opacos. Tamaño promedio 0.1mm.

- Fragmentos minerales (21%): son anhedrales a euhedrales, se compone de plagioclasa de dos fuentes diferentes: a) con textura poikilítica, extinción ondulatoria, b) $An_{8;}$ además de cristales de cuarzo, biotita, hornblendas y trazas piroxeno, opacos. Tamaño promedio 0.4mm a 0.8mm.
- Fragmentos de clastos (14%); angulosos a sub-angulosos, se compone de andesita vitrofídica (AN-C), andesita gris (AGP-P), tobas castañas (TMC) y pómez textura eutáxica (PM-1). Tamaño promedio



Fotografía 3.1-49: (Muestra TF-75), Brecha polimíctica tobácea, matriz soportado, textura psefítica, mal sorteada; **a)** fragmentos de clastos líticos volcánicos (andesita gris, castañas y trizas de pómez) y fragmentos minerales de (plagioclasa(Plag), clinopiroxeno (Cpx), cuarzos(Qz)), **b)** Fragmentos de cristales de biotita (Bio), cuarzos (Qz) y plagioclasa (Plag), dispuestos en una matriz de ceniza fina pelítica.

Edad: es estimada en el Plio-Pleistoceno

Contacto Litológico y espesor: el contacto estratigráfico es transicional con las arenas finas, y los contactos entre la secuencia de brechas es erosional. Espesor es 158.85m.

Interpretación: La secuencia es volcanosedimentaria, se formaron en un ambiente de transición fluvial lacustre, debido a la evidencia encontrada: 1) estratificaciones cruzadas y gradación normal, en las capas de arenas; 2) laminaciones milimétricas entre las capas de limos y arenas finas y entre las arenas negras y niveles de paleosuelo.

Las brechas se formaron por procesos de retrabajamiento probablemente de brechas piroclásticas, están separados unos de otros por niveles de erosión milimétricos a centimétricas.

A los 480.20m, se encuentran la presencia de fracturas post-depositacionales (ángulo de 30^{0}), rellenas de oxidación superficial (goethita), que originarían el cambio en la dinámica de transporte en los sedimentos de la cuenca de matriz soportada a grano soportado y cambios en la composición de arenas negras a arenas grises.

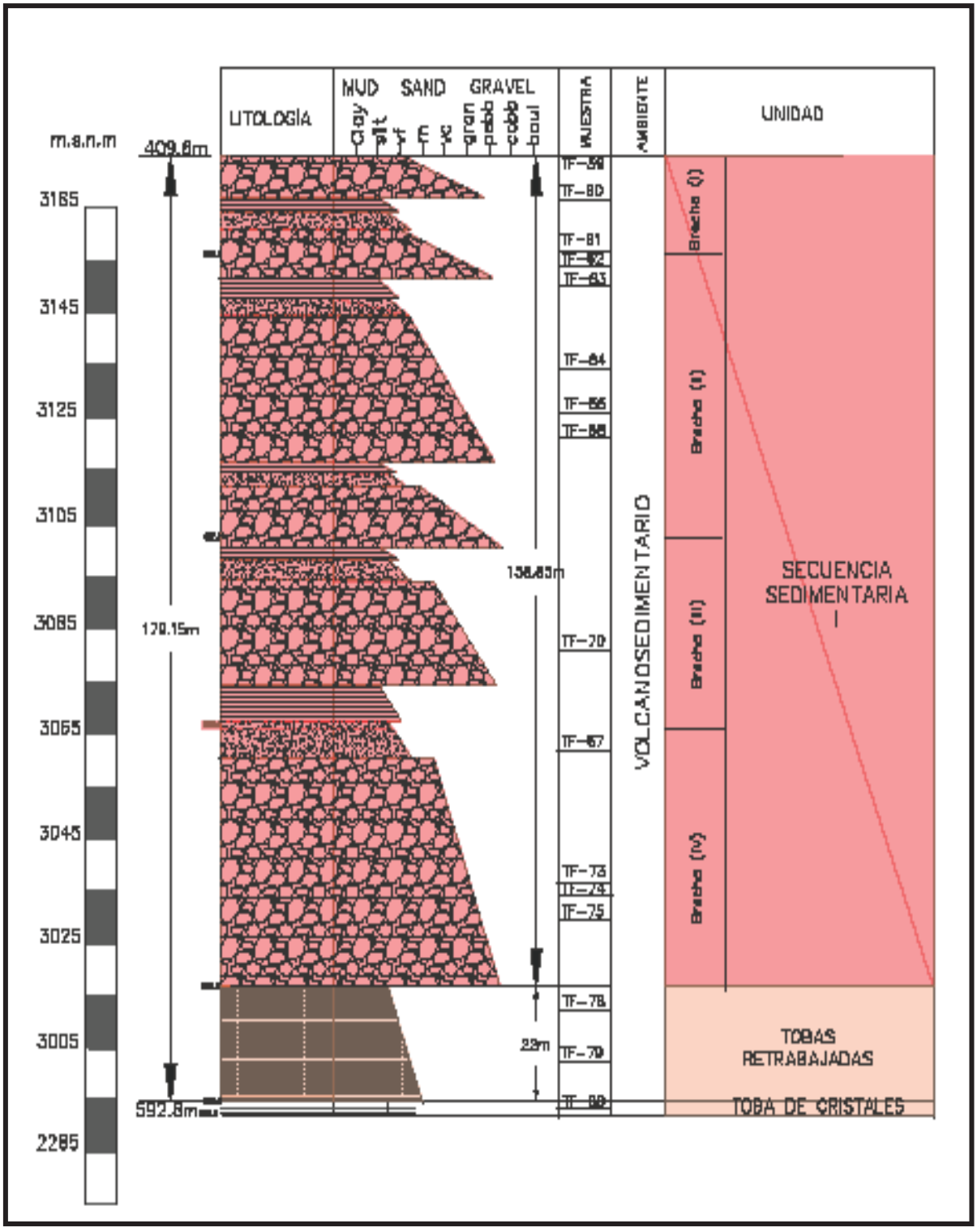


Figura 3.1-7: Columna Estratigráfica de las unidades secuencia sedimentaria I y tobas retrabajadas y toba de cristales.

3.1.18. TOBAS LÍTICAS RETRABAJADAS

Límites: 3015m.s.n.m – 3013m.s.n.m

Litología: consiste de una secuencia de tobas retrabajadas intercalados, con niveles de lentes de arenas blancas y niveles de paleosuelos (Fotografía 3.1-50).

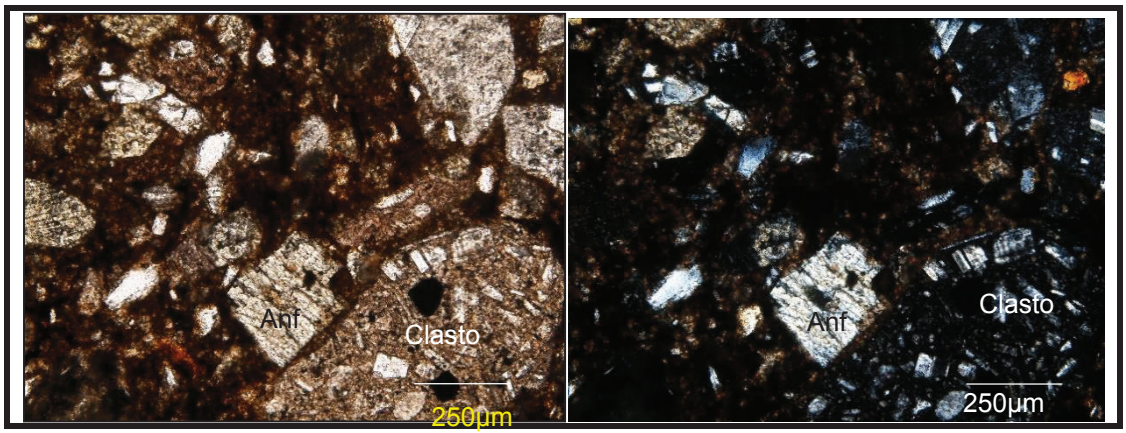
Fotografía 3.1-50: a) Tobas retrabajadas, textura clástica psefítica, matriz soportada, posee fragmentos de volcánicos, intercaladas con **b) Capas de arenas gruesas:** blancas, poca cantidad de cristales, matriz soportada.

Tobas líticas (80%): color café, textura clástica, es matriz soportada y mal sorteada. Se compone:

- La matriz (90%): color café oscura, está compuesta de arcillas y fragmentos minerales de plagioclasa, piroxeno y cuarzo. Tamaño promedio 1mm
- Fragmentos de clastos líticos (10%): angulosos, compuestos de andesita gris, andesita negra y tobas blancas. Tamaño promedio 1 a 1.5mm.

En las muestras TF-78 y TF-79, correspondiente a las tobas líticas retrabajadas, tiene textura clástica psefítica (Fotografía 3.1-51). Se compone:

- La matriz (53%): está compuesto de ceniza fina, fragmentos minerales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo, tamaño promedio 20µm y fragmentos de clastos de andesita gris, andesita rojiza, tamaño promedio 1mm.
- Fragmentos minerales (25%): compuesta de plagioclasa de tres fuentes: a) An_5, zonadas, b) An_{45} fracturados en forma de rompecabezas, c) extinción ondulatoria; y cristales de clinopiroxeno (augitas), anfíbol, cuarzo y trazas de ortopiroxeno, feldespatos K, y opacos. Tamaño promedio 0.4mm.
- Fragmentos de clastos (22%): son angulosos a sub-redondeados, compuestos de andesita gris porfirítica seriadas con xenolitos, andesita basálticas (ABGV), toba gris verdosas (TMG), andesita gris claro glomeroporfirítica (AGC-T), toba de minerales (TM-M), tobas amarillas (TM-A), andesita roja porfirítica (ARP), brechas hidrotermales y pómez (PM-1). Tamaño promedio 1mm a 0.9mm.



Fotografía 3.1-51: (Muestra TF-79),Toba de líticos retrabajadas, matriz soportada, textura clástica psefítica, mal clasificada, **a) y b)** fragmentos de minerales: plagioclasa, anfíbol, cuarzos, piroxeno y fragmentos de clastos líticos andesita rosa porfirítica, andesita gris, distribuidas en una matriz de ceniza fina pelítica.

<u>Arenas finas (20%)</u>: color blanco, textura psamítica, matriz soportado, poco consolidadas,

- Matriz (96%): se compone de arenas finas.
- Fragmentos minerales (4%); compuestas de plagioclasa y máficos. Tamaño promedio 1 mm.

Edad: es estimada en el Plio- Pleistoceno.

Contacto Litológico y espesor: el contacto estratigráfico con la secuencia sedimentaria I, es erosional. El espesor es 22m.

Interpretación: La secuencia se formó aparentemente por el retrabajamiento de tobas primarias volcánicas. La presencia de lentes de arena blancas y paleosuelos nos das indicios de la formación de los depósitos en un ambiente fluvial.

3.1.19. TOBAS DE CRISTALES

Límites: 3013 m.s.n.m – 2990.7m.s.n.m

Litología: consiste de tobas de cristales, gris-rosáceas con textura clástica, es matriz soportada, moderadamente clasificada y consolidación buena (Figura 3.1-7).

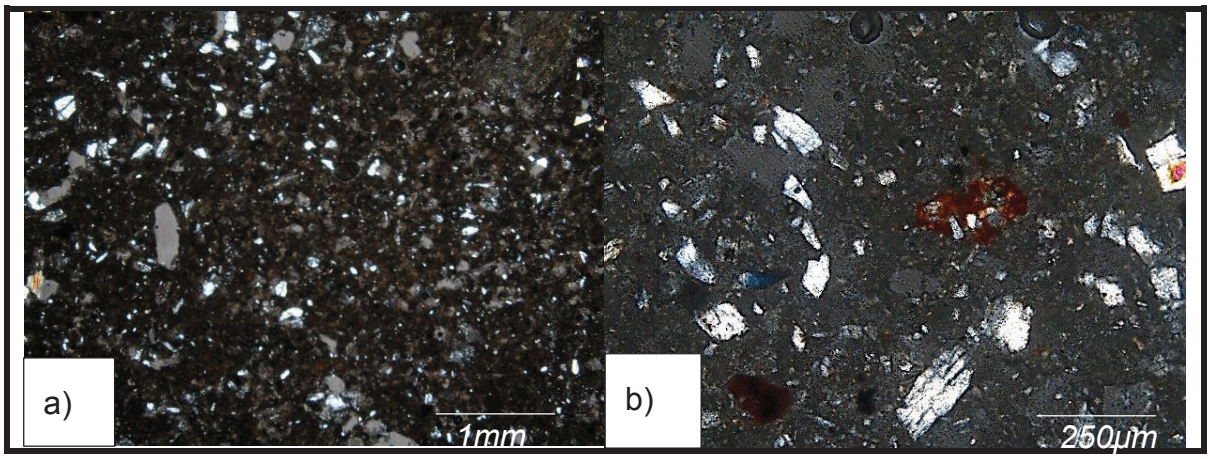
Las tobas están constituidos:

- Matriz (89%) de ceniza fina crema microcristalina.
- Fragmentos minerales (3%) angulosos: plagioclasa, máficos y cuarzos, tamaño promedio ‹1mm.
- Fragmentos líticos (5%): son sub-redondeados de lapilli y andesita roja, tamaño promedio 2mm a 3mm.
- Fragmentos bloques (3%) de andesita gris oscuras alteradas, tienen coronas de enfriamiento (Fotografía 3.1-52).

Fotografía 3.1-52: Toba vítrea, con presencia de líticos sub-redondeados a sub-angulosos de rocas volcánicas.

En la muestra TF-80, correspondiente a una toba de minerales, tiene una textura clástica psamítica, matriz soportada y buen sorteo (Fotografía 3.1-53). Se compone:

- La matriz (75%): está compuesta de ceniza fina y fragmentos minerales de plagioclasa, cuarzo, piroxeno y opacos, tamaño promedio 50µm.
- Los fragmentos de minerales (21%) son: plagioclasa de dos fuentes, a) An_{25}, extinción ondulatoria, textura poikilítica, b) An_{35}, fracturados; clinopiroxeno (augitas), anfíbol (hornblendas) y cuarzo, además trazas de biotitas y opacos. Tamaño promedio 0.1 a 0.2 mm.
- Los fragmentos líticos (4%) son: angulosos a sub-redondeados, compuestas de andesita porfirítica gris claro (AGC-T) y andesita roja porfirítica (ARP) (ver Anexos 2). Tamaño promedio 1mm a 450µm.



Fotografía 3.1-53: (Muestra TF-80), Toba vítrea, textura psamítica, matriz soportada, sorteo moderado, a) y b) Fragmentos cristales de plagioclasa, cuarzo y fragmento lítico de andesita roja.

Edad: es estimada en el Mioceno Tardío

Contacto Litológico y espesor: el contacto con las tobas retrabajadas es transicional. El espesor es 2m.

Interpretación: las tobas se formaron por un volcanismo de composición ácida de alta energía. La fuente de emisión de los líticos debe ser relativamente cercana, porque se observa aureolas de enfriamiento alrededor de estos, los líticos probablemente accidentales (procedentes del sustrato pero sin relación con el proceso volcánico).

CAPITULO IV

ALTERACIONES HIDROTERMALES

4.1 TIPOS DE ALTERACIONES, GENERALIDADES

La alteración hidrotermal es un término referido al intercambio químico entre un cuerpo rocoso y un fluido (agua caliente y/o vapor ± gas); son de tipo hipógenos y supérgenos. Se generan a través de procesos de disolución mineral, precipitación y reacciones de intercambio iónico, los cuales causan en el cuerpo rocoso cambios texturales y mineralógicos (Maksaew, 2010; Ellis & Mahon, 1977).

Los principales factores en la formación de minerales de alteración hidrotermal son: la temperatura, presión, tipo de roca, permeabilidad, composición del fluido y duración de la actividad hidrotermal (Ellis & Mahon, 1977; Maksaew, 2010; Browne, 1978). De acuerdo al grado de susceptibilidad ante la alteración hidrotermal, los minerales siguen el siguiente orden: vidrio volcánico, magnetita, hipersteno, hornblenda y biotita=plagioclasa. Es decir el vidrio volcánico el más susceptible a la alteración hidrotermal y luego los máficos (Steiner, 1968; Ellis & Mahon, 1977).

En las alteraciones de aguas profundas con altas temperaturas, se puede encontrar alteración propilítica o silica potásica, según la clasificación de Meyer y Hemley (1967). Mientras en zonas menos profundas, los productos más comunes de formación son zeolitas y arcillas montmorilloníticas (Figura 4.1-1) (Ellis & Mahon, 1977).

En áreas de rocas volcánicas, el proceso de alteración hidrotermal es generalmente la hidratación, carbonatación y formación de sulfuros. En rocas sedimentarias, sin embargo, la alteración a altas temperaturas puede resultar en la pérdida de agua y dióxido de carbono en la roca (Ellis & Mahon, 1977).

La fuente de aguas hidrotermales son: a) aguas meteóricas, incluye aguas superficiales y subterráneas (acuíferos o napas de aguas subterráneas); b) aguas

marinas, agua de océanos; c) aguas connatas o de formación, agua que queda atrapada en los intersticios o poros de las rocas y aguas meteóricas de penetración profunda; d) aguas metamórficas, agua liberada por cambios mineralógicos de minerales hidratados o minerales anhidros y e) aguas magmáticas, agua primaria de procesos ígneos que dan origen a rocas intrusivas y volcánicas. (Maksaew, 2010).

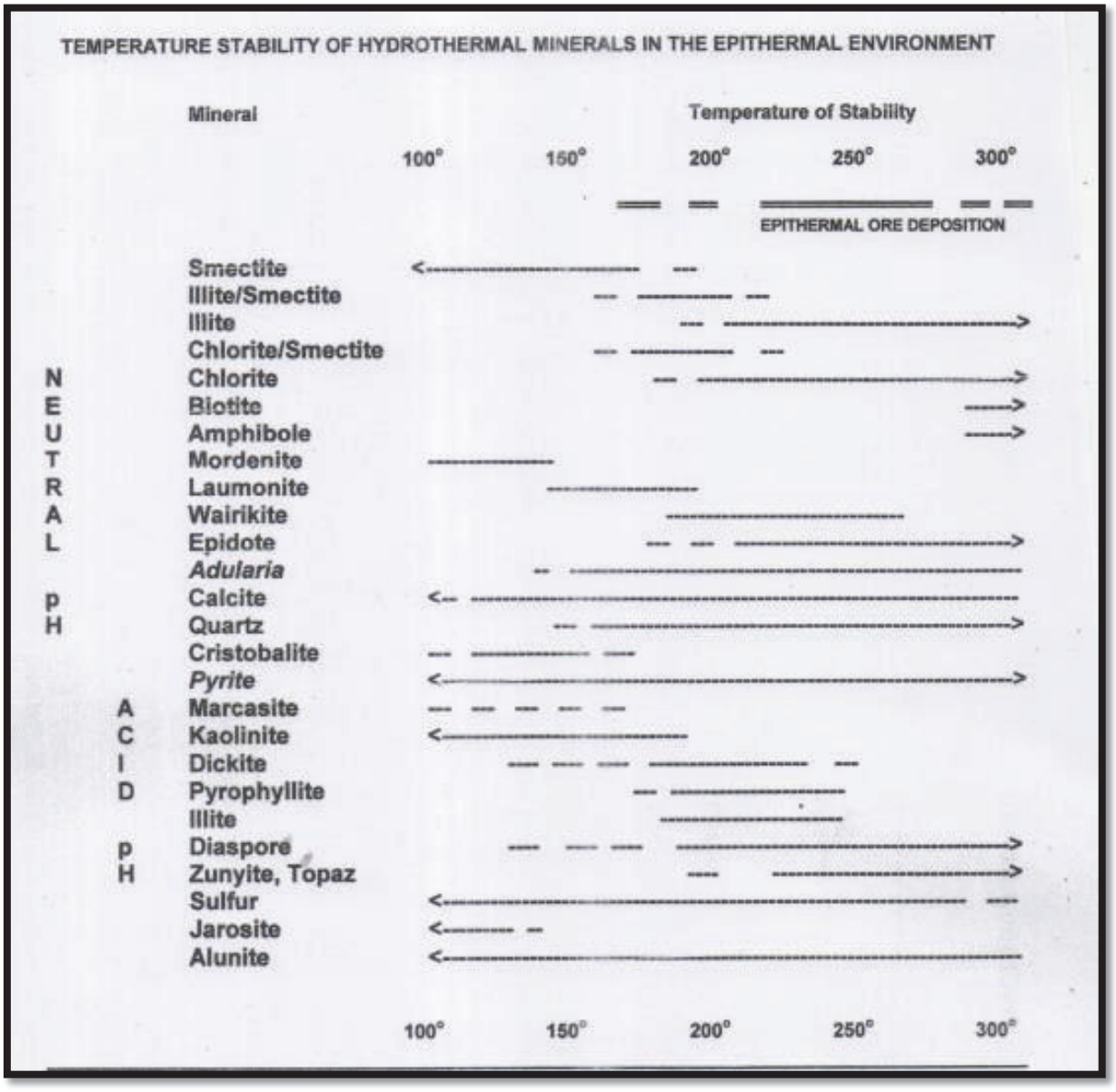


Figura 4.1-1: Temperatura de estabilidad de mineral en un sistema geotérmico (Tabla de Spectral International Inc, 2005).

4.2 DESCRIPCIÓN DE LOS MÉTODOS DE RECONOCIMIENTO DE MINERALES DE ALTERACIONES HIDROTERMALES

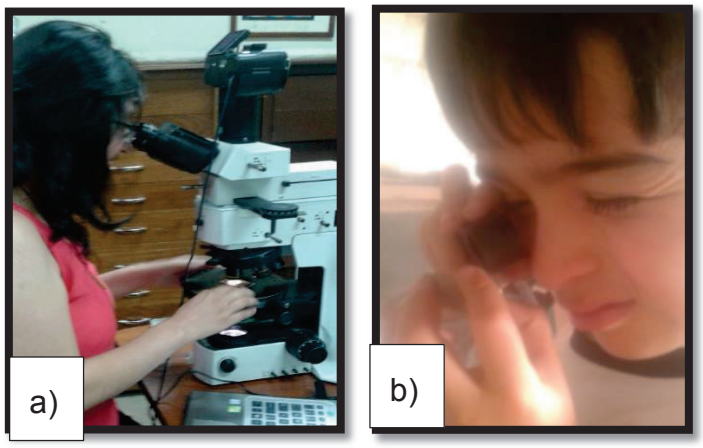
4.2.1 ANÁLISIS CON LUPA Y MICROSCOPIO

Para determinar la composición y naturaleza de las rocas se han utilizado dos herramientas de observación descritas a continuación:

Lupa: es un instrumento que permite la observación de minerales y pequeñas estructuras macroscópicas en forma detallada, mediante luz incidente.

Microscopio de luz polarizada: es utilizado como herramienta para el análisis de las secciones delgadas o láminas delgadas (Fotografía 4.2-1, a). Es un microscopio compuesto al cual se han incorporado dos polarizadores. Uno bajo la platina, se denomina nicol inferior o simplemente polarizador. El segundo, colocado encima de la platina, se denomina nicol inferior o analizado (Bloss, 1994).

En una lámina delgada se puede realizar observaciones detalladas del contenido de minerales y el análisis de la textura, composición, microtexturas, y deformaciones en los minerales. Además se puede realizar análisis modal, es decir el porcentaje de volumen de minerales para determinar la composición de la roca.



Fotografía 4.2-1: a) Microscópico de luz polarizada (marca Olympus): observación de láminas delgadas, **b)** Lupa: observación de muestra de roca.

4.2.2 ANÁLISIS MINERAL DE ALTERACIONES HIDROTERMALES (TERRASPEC)

Los análisis se realizaron con el equipo de TerrasSpec es un instrumento de precisión que trabaja por medio de espectroscopia de reflectancia. La espectroscopia de reflectancia es una técnica que utiliza la energía en las regiones del espectro electromagnético de la luz visible (0.4-0.7), la cercana a infrarroja (0.7-1.3) y la infrarroja de ondas cortas (1.3-2.5mm), para alcanzar los materiales (Figura 4.2-1). La ciencia y técnicas de la espectrografía de reflectancia aplicada están basadas en las propiedades espectrales de los materiales (Spectral International Inc, 2005).

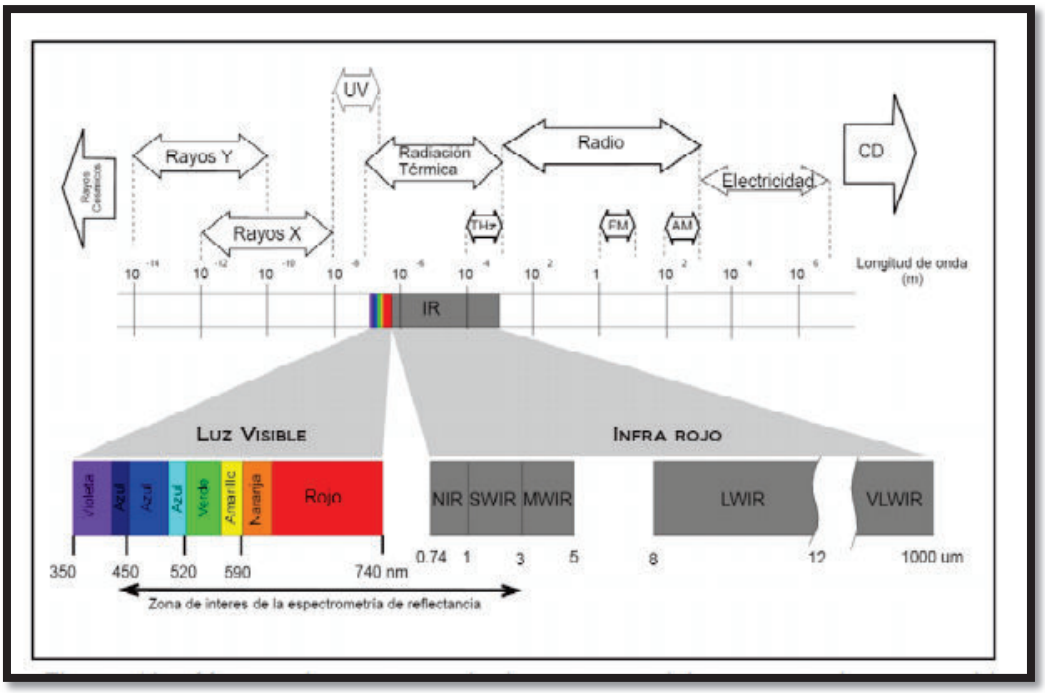


Figura 4.2-1: Espectro electromagnético de interés para la espectrometría de reflectancia.

El espectro de Reflectancia consiste en general en una curva envolvente o continium de rasgos absorción, que tiene frecuencias o posiciones específicas de la longitud de onda y la amplitud de bandas (Figura 4.2-2). Los rasgos de absorción son mostrados convencionalmente como mínimos respecto al envolvente general de curvas. La intensidad de los rasgos o profundidad es controlada por la intensidad de vibraciones de energía, presentes en las longitudes de ondas específicas que son características

de cada mineral individual. Esto viene a ser función de la concentración de la sustancia detectada y también de numerosas propiedades físicas de los minerales, y materiales (Spectral International Inc, 2005).

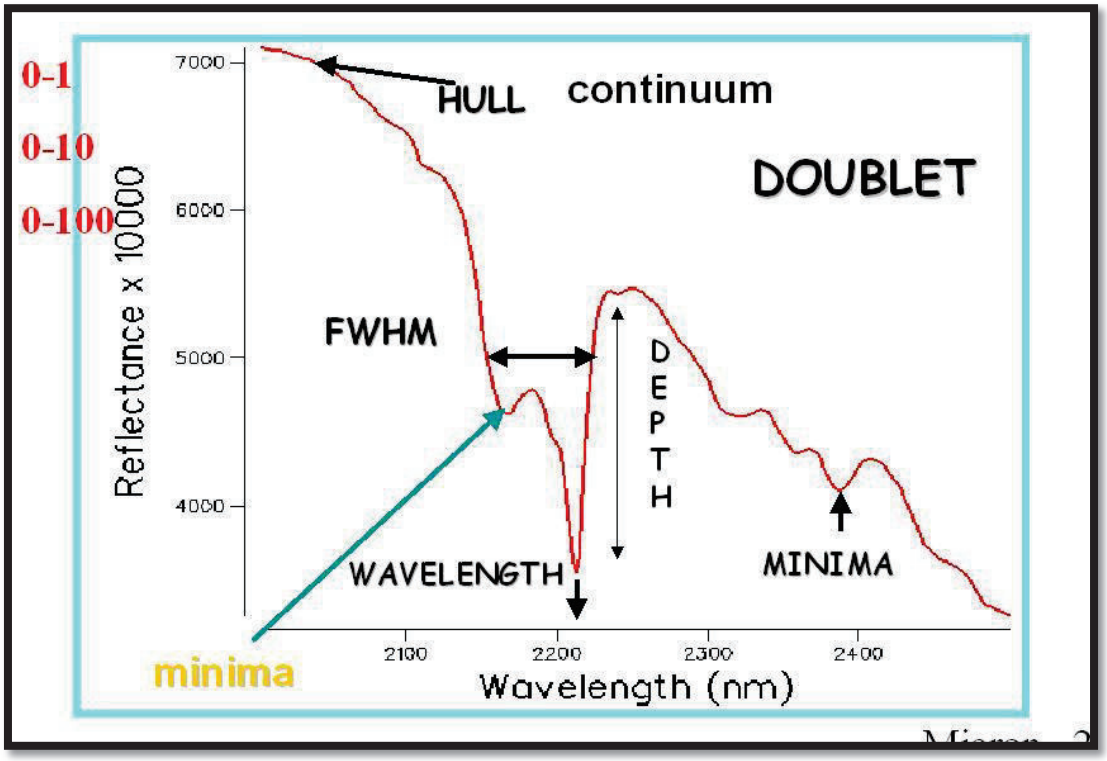


Figura 4.2-2: Componentes de un espectro de reflectancia (Hauff, 2005)

Según Ordoñez, (2013). Al realizar el análisis de una muestra, es importante tomar en cuenta los siguientes aspectos, ya que ello depende la buena o mala interpretación de los datos espectrales.

- Humedad: es el agua meteórica fuera de la estructura mineral, puede enmascarar o disolver algunos rasgos diagnósticos de minerales.
- Superficie Irregular: La superficie que se analice debe ser lo más plana posible, caso contrario se puede obtener un espectro deformado, fenómeno conocido como ruido.

- Color: los minerales con alto nivel de absorción (oscuro o translúcidos), coincide con la luz del instrumento, generan un pobre desarrollo en los rasgos de absorción.
- Tipo de Muestra: se refiere a los cambios que pueden afectar a los minerales, como por ejemplo; la pulverización cambia la estructura cristalina de ciertos minerales.

4.2.2.1 RESULTADOS DE ANÁLISIS CON TERRASPEC

El análisis de TerrasSpec, se realizó a 60 muestras, con la finalidad de reconocer los diferentes minerales de alteración hidrotermal, registrados en los pozos PGT-1, identificados mediante el logeo y análisis microscópico petrográfico.

Se realizó 144 mediciones en las 60 muestras recolectadas, de las cuales solo se obtuvo resultado de 138, ya que 7 muestras proporcionaron un espectro irreconocible (plano).

La interpretación de resultados obtenidos mediante TerrasSpec, se realizó en el programa Specmin, que permite identificar los minerales de alteración hidrotermal, mediante la identificación de los picos obtenidos en el espectro visible, único para cada mineral.

- Esmectitas: mineral más abundante, distribuido en mayores o menor proporción en todo el pozo. Se han reconocido dos variedades montmorillonita y nontrolita, debido a las variantes establecidas
- Silica: mineral distribuido en la mayoría del pozo, soló en cortos tramos no es registrado.
- Caolín: mineral identificado en dos tramos del pozo entre las profundidades (94.5 – 120.5) m y (218.5 – 254.5) m.
- Zeolitas: mineral identificado, rellenando las vesículas y poros de rocas, en el tramo (254.5 – 369.5) m.
- Calcita: criptocristales identificados en diferentes tramos del pozo PGT-1.

- Clorita: mineral poco abundante se encuentra solo en trazas, identificados en diferentes tramos del pozo PGT-1.

4.2.3 ANÁLISIS CON SPECTRAL GAMMA LOGS

El registro espectral de rayos gamma mide la radiación natural que emana de una formación, transformándolos en una fuente de isótopos radiactivos (U, Th y K). El análisis de las fuentes de rayos gamma aporta información adicional sobre la composición y probable litología de una formación (Petrophysics MSc Course Notes, 2016. Recuperado de http://archiwum.inig.pl/INST/nafta-gaz/nafta-gaz).

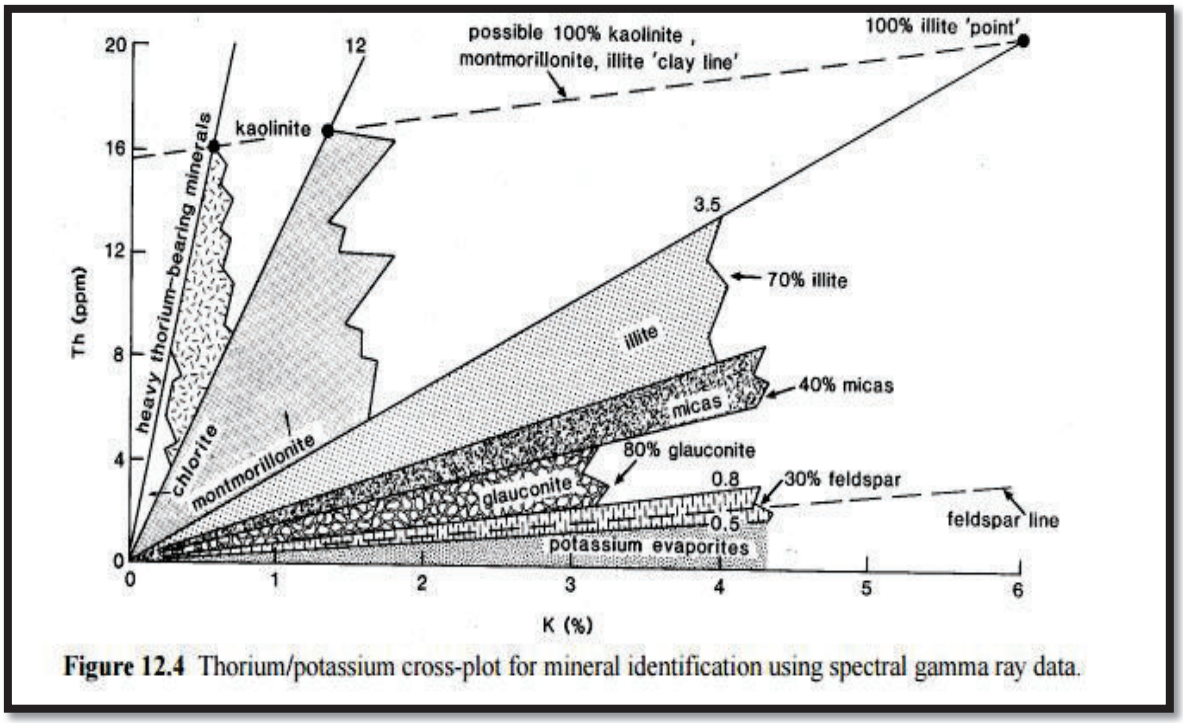


Figure 12.4 Thorium/potassium cross-plot for mineral identification using spectral gamma ray data.

Figura 4.2-3: Diagrama Torio/Potasio, para identificación de minerales, usando espectro de gamma ray ("Petrophysics MSc Course Notes, 2016. Recuperado de http://archiwum.inig.pl/INST/nafta-gaz/nafta-gaz).

Los datos obtenidos en el spectral gamma logs, están en función del contenido de K (%), Th (ppm) y U (ppm). El K es conocido por ser lixiviado de los feldespatos y moscovitas durante la formación de la kaolinita, bajo condiciones de clima húmedo; el Th es insoluble y se concentra durante la meteorización; y el U es considerado más

soluble que el Th, propenso a la lixiviación y diagénesis de arcillas (Schnyder et al., 2005).

El reconocimiento de diferentes tipos de litología y ambientes, se basa en los cambios entre las relaciones Th/U y Th/K, como se muestra a continuación:

- En las rocas ígneas, los valores del registro espectral de Th y U se utilizan para discriminarlas entre ellas (Figura 4.2-4). La mayoría de las rocas ígneas muestran una relación Th / U cercana a 4 (Petrophysics MSc Course Notes, 2016. Recuperado de http://archiwum.inig.pl/INST/nafta-gaz/nafta-gaz).

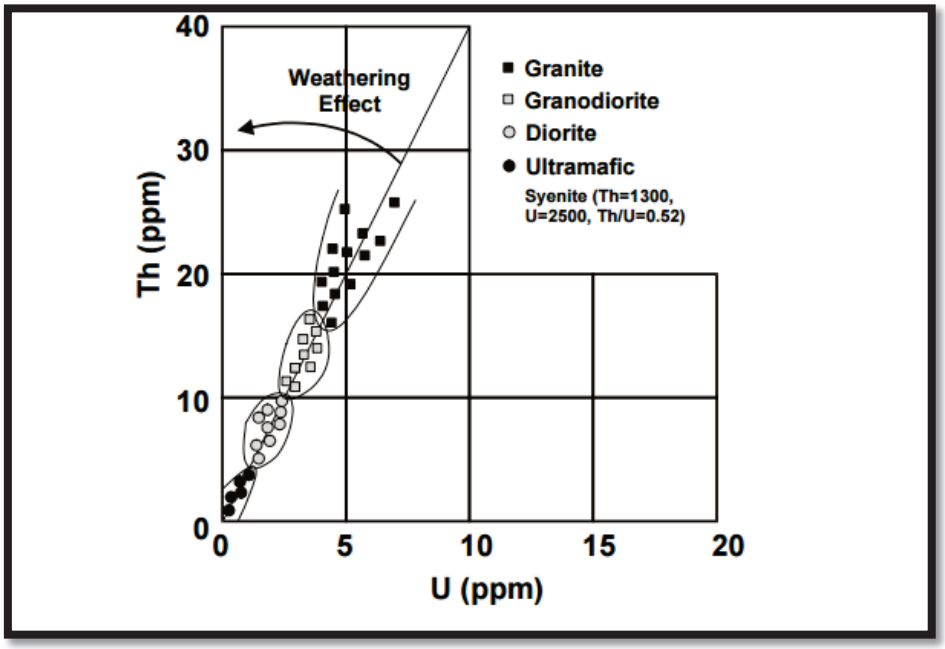


Figura 4.2-4: Diagrama Torio-Uranio, para rocas ígneas (Petrophysics MSc Course Notes, 2016. Recuperado de http://archiwum.inig.pl/INST/nafta-gaz/nafta-gaz).

- En sedimentos el alto contenido de Th/U evidencia el aporte de una fuente volcánica, así como procesos de baja tasa de sedimentación (Gould et al, 2014).

4.2.3.1 RESULTADOS DE ÁNALISIS CON SPECTRAL GAMMA LOGS

El análisis de spectral gamma logs, se efectuó a 60 muestras, con el propósito de identificar los cambios mineralógicos y litológicos identificados a lo largo del pozo y correlacionar con los resultados obtenidos en el logeo, y estudio petrográfico.

La interpretación de resultados se realizó mediante el ploteo de las principales mediciones: K, U y Th, posteriormente se calculó las relaciones K/Th y U/Th, con el objetivo de mejorar las interpretaciones respecto al ambiente de formación, cambios litológicos y mineralógicos. Todas las medidas son graficadas respecto a la vertical, para su mejor entendimiento.

Los resultados obtenidos son los siguientes:

- Debido a la invariabilidad en la curva hay poca cantidad o hay ausencia de minerales de potasio (feldespato de K, illita, dickita, entre otros).
- Las esmectitas se encuentran en todo el pozo, puesto que los valores encontrados en la relación Th/K, caen dentro del rango de interpretación en estos minerales (3.5-12) (Figura 4.2-3). Los valores encontrados son de 4 a 9.
- En la representación de U, se pueden observar variaciones claras y difusas, correspondientes a la presencia de materia orgánica.
- Existen dos secciones con una relación Th/U baja, correspondiente a procesos de sedimentación alta, encontrados en los tramos: a) 168.50 a 235.00m, b) 369.90m a 592.80m.
- La relación Th/K es variante entre media a baja, en el tramo 168.50 a 235m, posiblemente pertenece a un ambiente sub-acuoso.
- En el tramo 369.00 a 435 m en los primeros metros la relación Th/K alta, correspondiente a un ambiente acuoso (fluvial) (Fotografía 4.2-6).
- Los tramos entre 0 a 168.50m y 235.00 a 369.90m, no presentan mucha variabilidad, son pseudo continuos.

- La relación Th/K varía de baja a media, en los tramos 168.50 a 235.00m y 369.90 a 592.80m, indican indicios que la fuente de los sedimentos es volcánica (Fotografía 4.2-6).
- Las relaciones Th/K en los grupos de lavas confirman composiciones entre básicas y ácida, no muy meteorizadas (Figura 4.2-5).

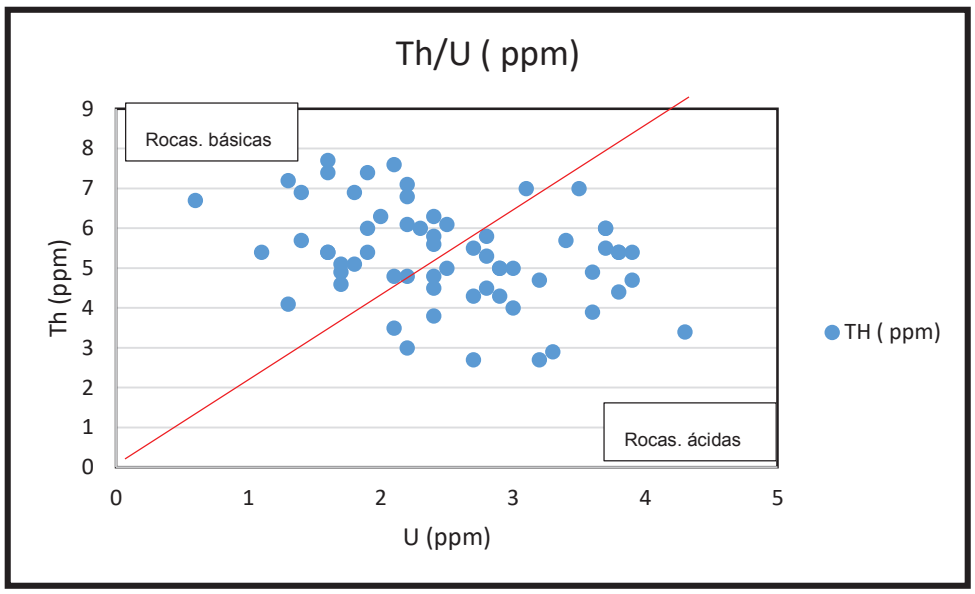


Figura 4.2-5: Diagrama Th/U. Muestras la variabilidad de composición de rocas ácidas a básicas presentes en el pozo PGT-1.

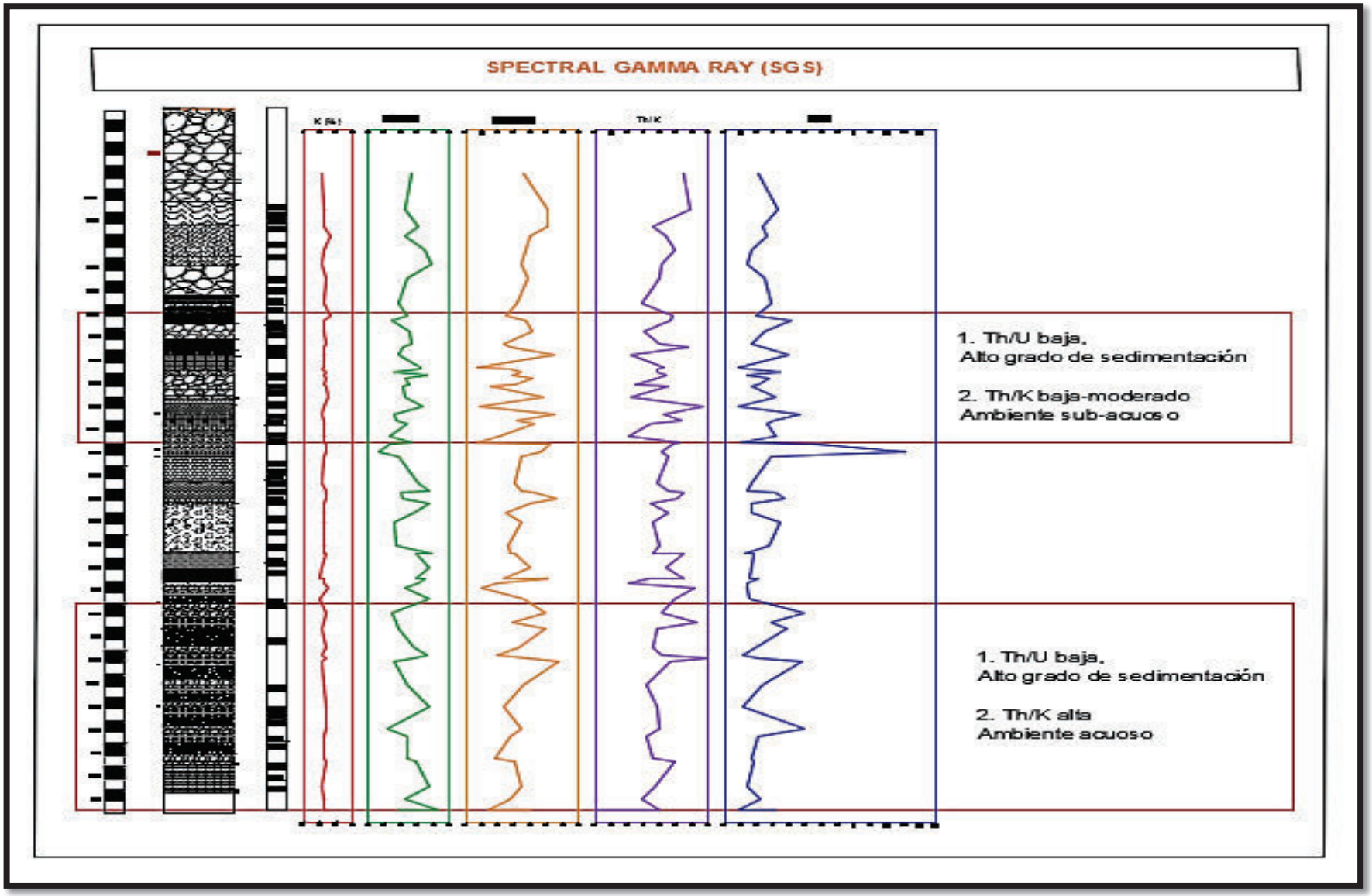


Figura 4.2-6: Interpretación de los datos de spectral gamma ray (SGS)

4.3 ZONIFICACIÓN DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES

Para realizar la zonificación de las alteraciones hidrotermales en el pozo PGT-1, se ha diferenciado dos grupos de alteraciones: alteración argílica y sub-propilítica, las cuales se subdividieron tomando en cuenta la paragénesis mineral de acuerdo con la tabla de Meyer y Hemley (1967), que reflejan las condiciones de temperatura, presión, composición química y mineralogía de la roca original (Maksaew, 2010).

4.3.1 ALTERACIÓN ARGÍLICA

La zona argílica se caracteriza por la formación de minerales arcillosos debido a la intensidad del metasomatismo de H+ y lixiviación ácida, a temperaturas entre 100 y 300 ^{0}C. Los minerales arcillosos (caolinita, montmorillonita, esmectita) remplazan principalmente a las plagioclasas y a los silicatos máficos (hornblenda, biotita) (Maskaew, 2010).

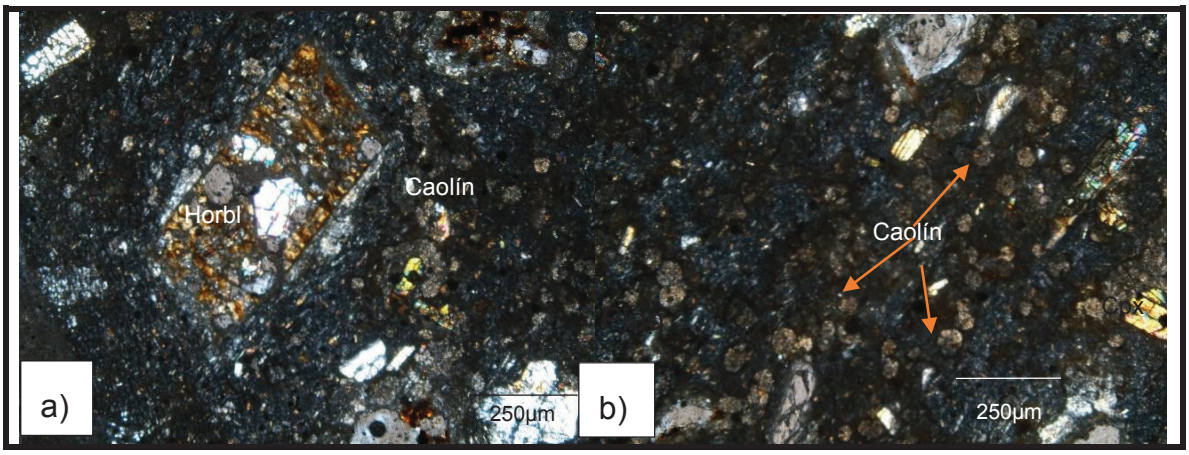
La alteración argílica intermedia ocurre en rangos de pH entre 4 - 5 y pueden coexistir con la alunita en un rango transicional de pH entre 3 - 4. La caolinita se forma a temperaturas bajo 300C, típicamente en el rango <150 -200 ^{0}C. Sobre los 300 ^{0}C la fase estable es pirofilita (Ordoñez, 2013).

La alteración argílica, se dividió en dos sub-grupos con la finalidad de mejorar el entendimiento de la configuración y distribución de la alteración a lo largo del pozo PGT-1.

4.3.1.1 Esmectita + Caolín + Pirita: Prof. (94.5 – 120.5) m.

La paragénesis se localiza en depósitos de lava andesítica y se caracteriza por una alteración poco pervasiva, dominada por arcillas, trazas de pirita y óxidos. La matriz se encuentra alterándose a arcillas, remplazando fenocristales de plagioclasas y rellenando vesículas. Mientras los cristales de piritas y óxidos, están diseminadas en los cortes en la roca. Las arcillas, según el análisis de TerraSpec, se interpretan como esmectita y caolín.

En el estudio microscópico-petrográfico de las muestras TF-08 y TF-09 (Fotografía 4.3-1), de una andesita; el caolín se presenta como agregados finogranulares formando envolturas y coronas de reacción alrededor de cristales de plagioclasa, anfíbol y piroxeno, y en los xenolitos. Las esmectitas se encuentran rellenado las vesículas y en forma de vetillas finas 40µm. Los cristales de hornblenda están siendo remplazados por goethita. Posteriormente la muestra es cortada por vetillas de sílica tardía no pervasiva.



Fotografía 4.3-1: Andesita ácida con alteración argílica (nicoles cruzados), **a)** corresponde a cristal de hornblenda con una proto-corona de reacción de caolín y **b)** cristales de plagioclasa remplazados a criptocristales de caolín y hornblenda a goethita, posteriormente se sobreimpone esmectita rellenando fracturas (no muy evidente).

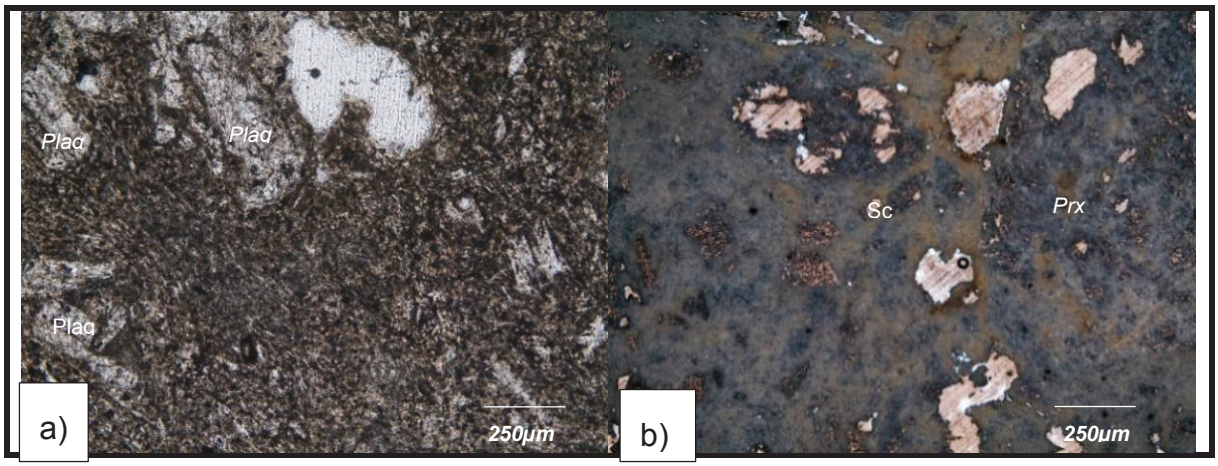
El grado de intensidad promedio de alteración es baja, correspondiente a 4%, poco penetrativa, ya que la permeabilidad en la roca es baja.

4.3.1.2 Caolín + Pirita + Azufre ± Esmectita: Prof. (218.5 – 254.5) m

Esta alteración se localiza en los depósitos de lavas andesíticas (2px) y brechas de flujos piroclásticos (ver sección 3.1.13), los minerales dominantes son: arcillas blancas a pardas y trazas de azufre, y piritas diseminadas. Las arcillas se encuentran alternado a la matriz y minerales. En el análisis de TerraSpec se identificó a las arcillas como caolín.

En el estudio microscópico-petrográfico de la muestra TF-32 (Fotografía 4.3-2), perteneciente a una lava, el vidrio de la matriz está siendo remplazado por

criptocristales de esmectita de coloración parda. A continuación los cristales de plagioclasa y la nueva matriz son remplazados a criptocristales de caolín, quedando relictos de minerales y conservando la textura original de la roca. Contemporáneo al remplazo, al final, la secuencia es cortada por vetillas de sílica tardía.



Fotografía 4.3-2: Andesita (2px) con alteración argílica a) Remplazo de cristales de plagioclasa y matriz a arcillas, la roca conserva su textura glomeroporfirítica, b) matriz remplazada a esmectita y posterior sobreimposición de arcillas caolín.

Los fluidos causantes de la alteración hidrotermal en la roca, corresponden a soluciones de composición ácida, a raíz de las asociaciones minerales encontradas. El paso de las mismas fue muy rápido, ya que las rocas aún conservan su textura original. Los fluidos fueron transportados mediante fracturas generadas por una falla.

4.3.2 ALTERACIÓN SUB-PROPILÍTICA

La alteración sub-propilítica se caracteriza por la asociación formada por esmectitas, cloritas, calcitas y zeolitas. Esta alteración se forma a condiciones de pH neutro a una temperatura baja, alrededor de (60 -150) ^{0}C, relacionado con la presencia de esmectita en el pozo.

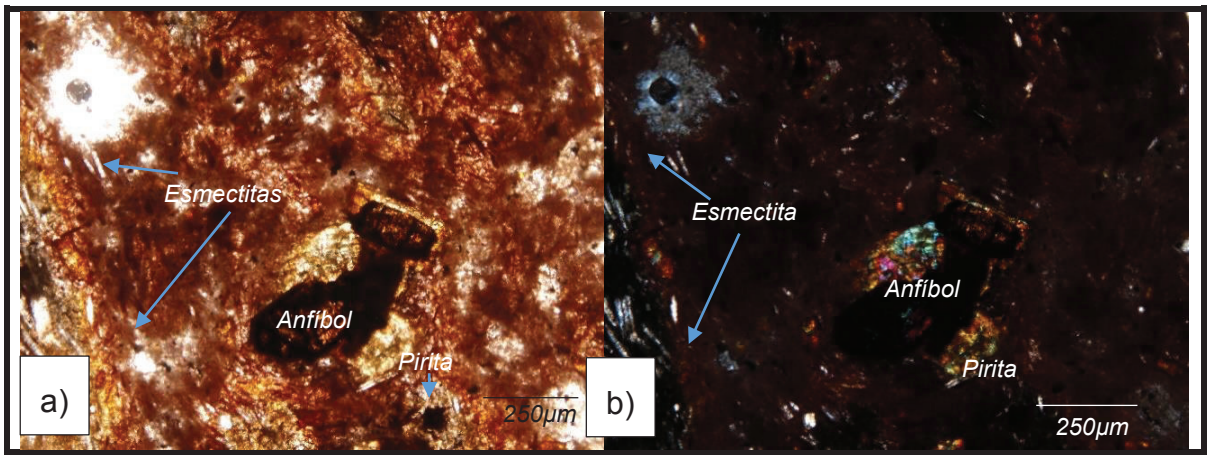
La alteración sub-propilítica, tiene presencia de óxidos en parches o remplazando minerales y vetillas tardías de calcita y sílica no pervasivas. A esta configuración de minerales se ha exceptuado de la descripción porque se presentan en todo el pozo.

La alteración se la dividió en cuatro-grupos, teniendo en cuenta la paragénesis de los minerales principales, que definen a esta como alteración, con la finalidad de mejorar el entendimiento de la configuración y distribución de la alteración, a lo largo del pozo PGT-1.

4.3.2.1 Esmectita + Pirita: Prof. (80.5 – 94.5) m y (120.5 - 165) m.

La paragénesis esmectita y pirita, se puede encontrar en los depósitos correspondientes a las lavas riodacíticas y brechas (III) (ver Sección 3.1-4 y 3.1-6 respectivamente), se caracteriza por presentar una alteración poco pervasiva, dominado por arcillas pardas. Se encuentra en forma de parches, vetillas, relleno de fracturas y vesículas. Las piritas se encuentran diseminadas en la matriz. La arcilla según el análisis de TerraSpec es esmectita.

En el análisis de lámina delgada de una andesita (TF-07) (Fotografía 4.3-3), se puede observar cristales cúbicos de sulfuros (piritas), diseminados en la matriz y vetilla de esmectita, poco invasiva, la misma que se encuentra alterando levemente la matriz en la roca.



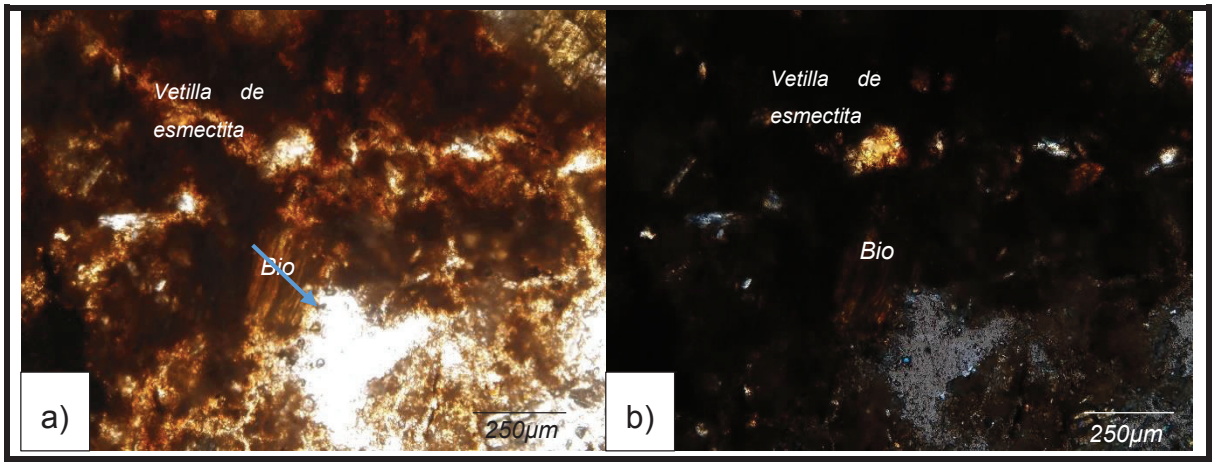
Fotografía 4.3-3: (Muestra TF-07), Riodacita con alteración sub-propilítica, a) y b) vetilla de esmectita atravesando la matriz, cristal cúbico de pirita diseminado y anfíbol remplazándose a óxidos.

El grado de intensidad de alteración es muy baja (alrededor del 4%), ya que las rocas tienen poca permeabilidad.

4.3.2.2 Esmectita + Clorita + Pirita: Prof. (165 – 218.5) m.

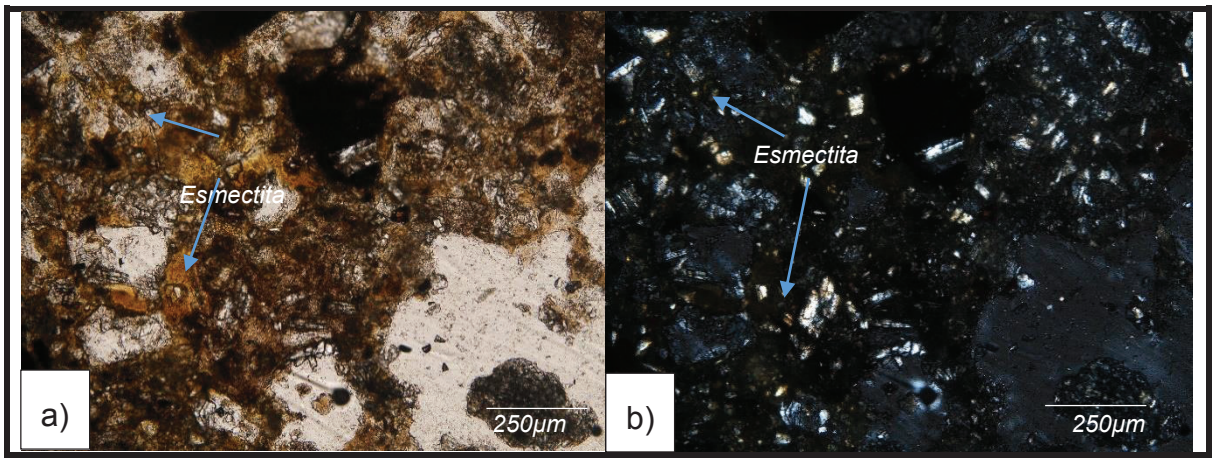
Está paragénesis mineral se puede encontrar en los depósitos correspondientes a la secuencia sedimentaria (III), brechas volcánicas (II), secuencia sedimentaria (II), tobas finas e inicios del flujo piroclástico (ver Secciones desde la 3.1.8 hasta 3.1.12 respectivamente). Se caracteriza por ser poco pervasiva y está dominada por arcillas pardas, verdosas y piritas diseminadas. Las arcillas pardas se encuentran rellenado las vesículas y remplazando minerales, mientras las arcillas verdes no son usuales, están alterando a cristales máficos levemente y formando parches en la matriz. En el análisis de TerraSpec fueron interpretadas como esmectita y clorita respectivamente.

En la muestra TF-88-01 (Fotografía 4.3-4) de una arena fina, se observa cristales de biotita castaña alterándose a cloritas en sus planos de exfoliación, formada contemporáneamente con el relleno de vetillas con masas agregadas finogranulares de esmectita poco invasiva.



Fotografía 4.3-4: (Muestra TF-88-01), Arena fina con alteración sub-propilítica. Se observa fragmentos de cristales de biotita alterada a clorita y vetilla rellena de criptocristales de esmectita, dispuestos en una matriz de ceniza fina con microlitos de plagioclasa (Plag) y cuarzo (Qz). a) Nicoles paralelos b) Nicoles cruzados.

En la muestra TF-25 (Fotografía 4.3-5), de una toba de lapilli, se puede observar agregados finogranulares de esmectita rellenado poros, siendo poco invasiva en este caso.



Fotografía 4.3-5: (Muestra TF-25): Toba de lapilli con alteración sub-propilítica, las vesículas se encuentran rellenas de esmectita.

El grado de intensidad de alteración presente en las muestras es bajo a muy bajo, correspondiente al 2%, relacionado con la poca permeabilidad en las rocas y escasa fracturación, es una buena capa sello.

4.3.2.3 Esmectita + Zeolitas ± Clorita ± Calcita: Prof. (254.5 – 369.5) m

La paragénesis mineral se localiza en los depósitos pertenecientes a lavas andesíticas (2px) y brechas volcánicas (l) (ver Secciones 3.1.12 y 3.1.13 respectivamente). Se caracteriza por presencia de arcillas pardo-amarillas, arcillas verde oscuro, zeolitas y trazas de clorita y calcita. Las arcillas pardas-amarillas, se encuentran en forma de trazas, cumulatos y en menor proporción en forma botroídal en la matriz. Mientras las arcillas verde oscuro se encuentran rellenando las vesículas. Según el análisis de TerraSpec, las arcillas se interpretan como esmectita tipo montmorillonita y nontrolita, respectivamente (Figura 4.3 1).

En algunos tramos los cristales máficos se encuentran alterados a calcita mientras que los cristales de plagioclasa se alteran en sus planos de exfoliación. Además en las vesículas se forman zeolitas.

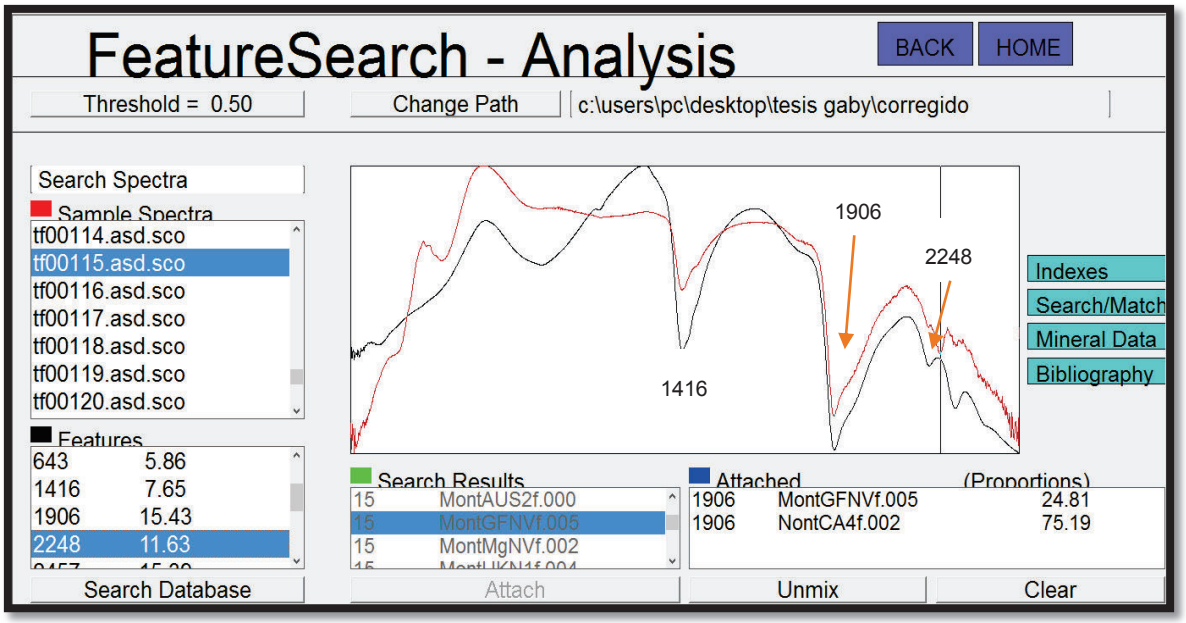
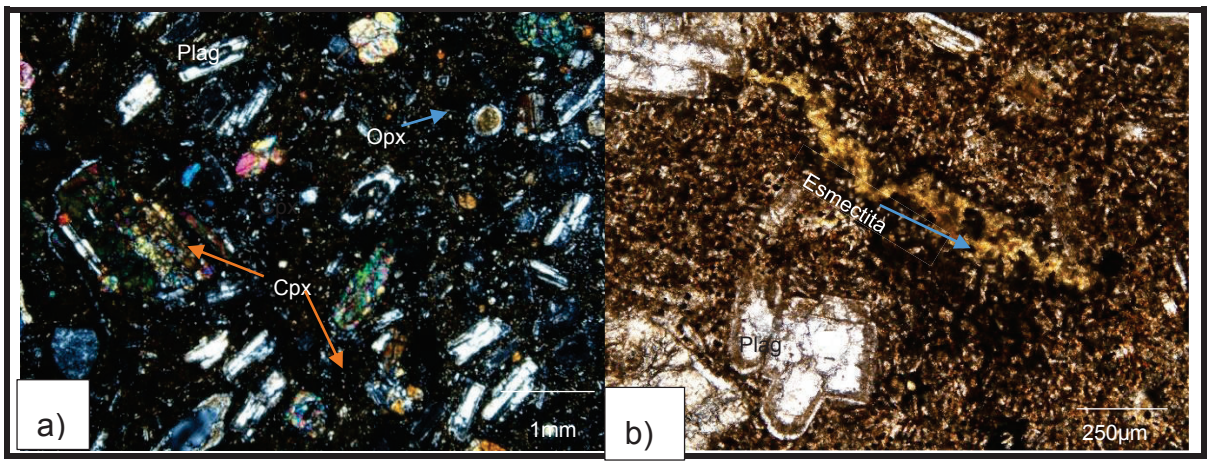


Figura 4.3-1: (Muestra TF-43), picos anómalos de 1416, 1906,2248, interpretada como nontrolita.

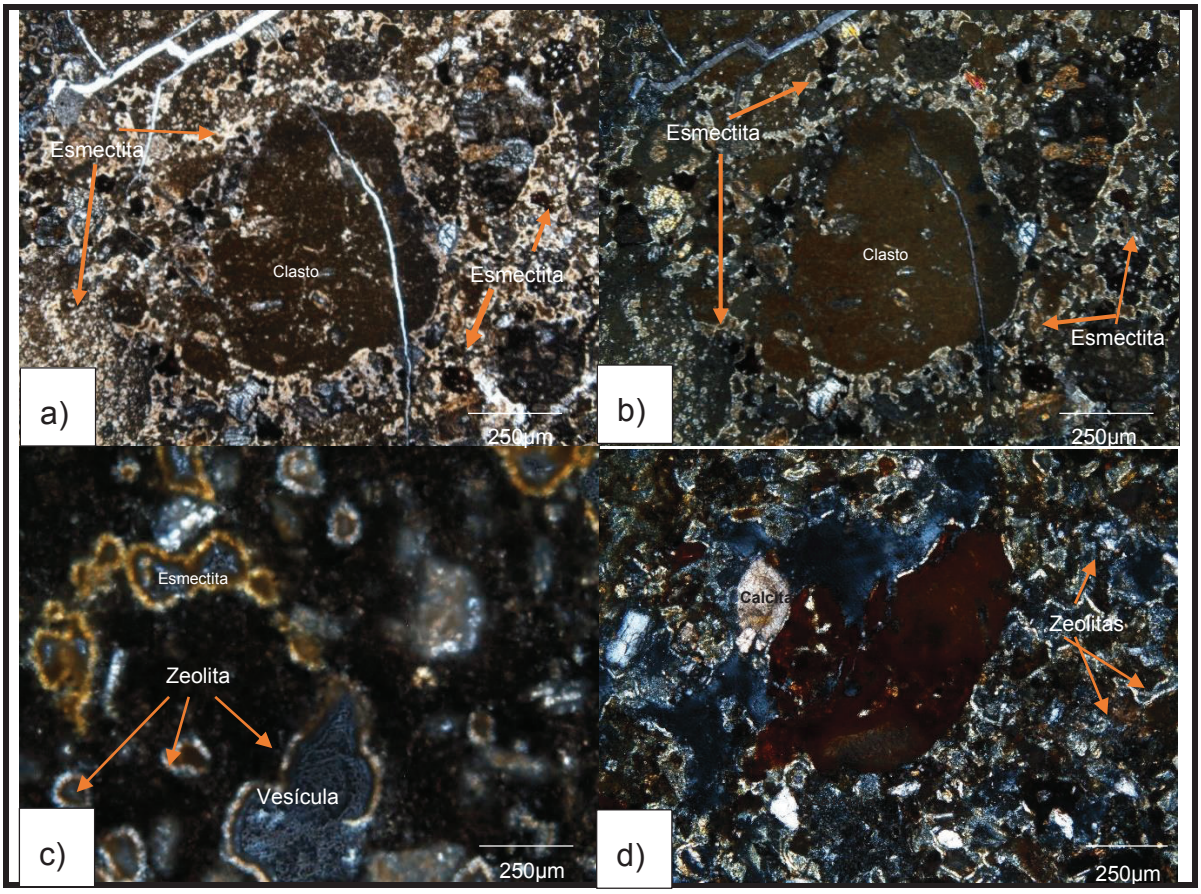
El análisis microscópico en la muestra TF-39 (Fotografía 4.3-6), en una andesita (2px) exhibe agregados de esmectita rellenando vesículas y vetillas de óxidos anteriores a la formación del mineral, remplazando cristales de ortopiroxenos y plagioclasa con zonación por medio de bandas preferenciales.



Fotografía 4.3-6: (Muestra TF-36), Andesita (2px) con alteración sub-propílica, a) cristales de plagioclasa, clinopiroxeno (Cpx). Los cristales de plagioclasa zonadas (Plag) y ortopiroxenos, remplazados a esmectita **b)** Vetilla de óxidos (anterior), rellena de agregados finogranulares de criptocristales de esmectita.

En el análisis de las muestras TF-41-86 en una brecha polimíctica, se identificaron dos fases de formación hidrotermal de minerales:

1. Formación de cúmulos de esmectita alterando totalmente a la matriz y junto a estas arcillas se identificaron cristales de zeolita de relieve bajo y colores de interferencia de primer orden, corroborado con el análisis de Terraspec, estas se encuentra rellenando las vesículas. Además se encontraron cristales de calcitas remplazando a los cristales máficos (Fotografía 4.3-7, sección d),
2. Relleno posterior de las vesículas con arcillas verdosas oscuras identificadas en muestras de mano inicialmente y confirmadas por el análisis de TerrasSpec como nontrolita (esmectita de hierro), estas arcillas se encuentran formando pseudo-coronas de reacción alrededor de las vesículas (Fotografía 4.3-7).



Fotografía 4.3-7: (Muestra TF-41-86), a) y b) Brecha polimíctica con alteración sub-propilítica, se observa que se encuentra alterados a esmectita, **c) (Muestra TF-45), Andesita (2px),** vesículas sub-redondeados, formando alrededor de ellas pseudo-coronas de reacción con montmorillonita-zeolitas y nontrolita**) (Muestras TF-44) Toba de líticos,** se observa cristales de máficos remplazados a calcita.

La intensidad de alteración en la muestra TF-41-86 es 34% y en las muestras TF-43 y TF-44 poseen solo un 8%. La diferencia en la intensidad de la alteración puede ser atribuida a un mayor paso de fluidos a través de una falla.

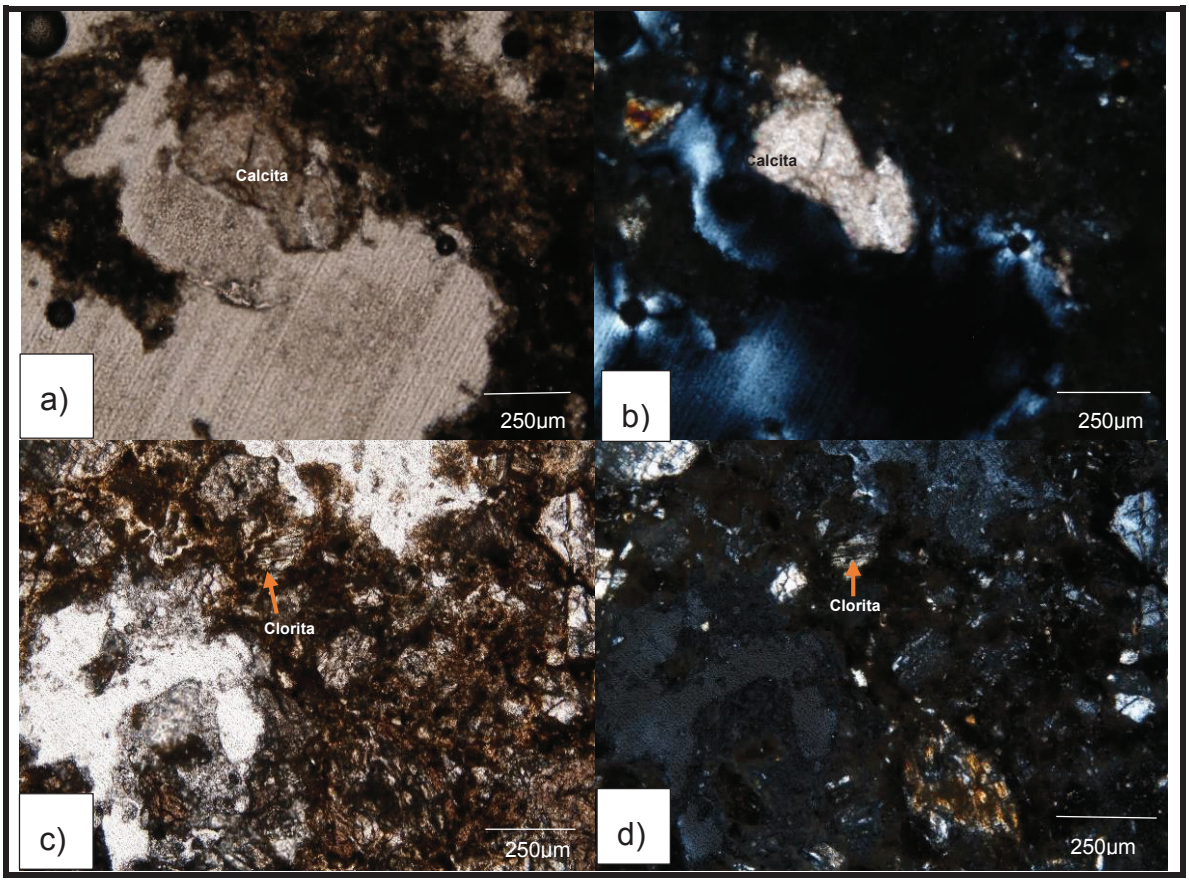
4.3.2.4 Esmectita + Clorita ± Calcita ± Piritas: Prof. (369.5 – 592.8) m.

Está paragénesis de minerales se encuentra en los depósitos correspondientes a sedimentos finos, arenas negras, secuencia sedimentaria (I), tobas retrabajadas y tobas de minerales (ver Secciones 3.1.15 hasta 3.1.19), se caracteriza por una alteración poco pervasiva, compuesta de arcillas y trazas de clorita, y calcita.

Las arcillas son pardo a amarillas, se encuentran en forma de parches en la matriz y rellenando vesículas, identificados por análisis de TerraSpec como esmectita. Mientras los cristales de clorita se hallan en forma de criptocristales remplazando a los planos de exfoliación en las plagioclasas, las calcitas se encuentran remplazando a los cristales máficos y las piritas están dispuestas en forma diseminada en la matriz.

En la muestra TF-69 de una arena fina se observa criptocristales de máficos remplazados a calcita (Fotografía 4.3-8, sección a y b) y esmectita alterando la matriz en forma de parches.

En la muestra TF-79 de una toba retrabajada se observa trazas de clorita, alterando los planos de exfoliación en cristales de plagioclasa, es poco evidente (Fotografía 4.3-8, sección c y d).



Fotografía 4.3-8:(Muestra TF-69) a) y b) Arena fina con alteración sub-propilítica, cristal de máfico remplazado a criptocristales de calcita, **(Muestra TF-79) c) y d) Toba retrabajada con alteración sub-propilítica,** cristal de plagioclasa alterando sus planos de exfoliación a clorita.

El grado de intensidad de alteración promedio es 5%, no invasivas y relacionado con la poca permeabilidad de los depósitos.

CAPITULO V

INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS Y MODELO GEOLÓGICO

En este capítulo se realiza la interpretación de los datos obtenidos en la litoestratigráfica y alteración hidrotermal, mediante la integración de los datos obtenidos en el logeo, las láminas delgadas, TerraSpec y Spectral gama logs, con el fin de realizar un modelo geológico. Las edades mencionadas en las unidades litoestratigráficas son en su mayoría interpretadas.

5.1 LITOESTRATIGRÁFIA Y ESTRUCTURAS

Durante el desarrollo del estudio macroscópico y microscópico, se ha establecido, 17 tipos diferentes unidades litoestratigráficas presentes en el pozo PGT-1, descritos a continuación:

Till del peniglaciar (20-30) ka: Depósito de morrenas con textura clástica, clasto soportado, poco consolidado y mal sorteada; se compone de una fracción fina (60%) compuesta de fragmentos de minerales y clastos; cantos (25-30) % constituido de andesitas procedentes del edifico volcánico del Chiles y bloques (15-10) % compuesto de fragmentos de andesitas a riodacitas. Posee una capa de tefra intercalada de origen desconocido, blanca, matriz soportada, bien clasificada, de espesor 2.65m. Tiene un espesor 42m.

Flujo de lava riodacítico (241 ± 81) ka: lavas riodacíticas con textura porfirítica traquítica interticial bandeada, compuesta de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda y trazas de piritas, distribuidos en una matriz vítrea. Posee xenolitos de dacitas y andesitas.

Tienen fracturas de bajo ángulo, donde se observa agregados de pirita. Su espesor es 20.8m.

Flujo de lava andesítico-dacítico (397.3 ± 41) ka: se compone de una lava andesítica gris oscura, con textura porfirítica pilotáxica, presenta cristales de plagioclasa, piroxenos y anfíboles en una matriz microcristalina; y una lava dacítica negra con una textura porfirítica perlítica compuesta de plagioclasas, clinopiroxenos, cuarzo y anfíbol. Las dos lavas presentan xenolitos de andesitas acidas y dacitas.

Esta secuencia es parte del Chiles 1, corresponde a la parte más basal. El espesor es 35.2m.

Brechas volcánicas III (Pleistoceno Superior): corresponde a una brecha de lahar pseudo-monolitológica con textura clástica, matriz soportada, modernamente consolidada. Sobre esta reposan los productos lávicos del volcán Chiles.

Paleosuelo (Pleistoceno Superior): capa negra de paleosuelo con textura clástica pelítica, matriz soportada, tiene leves cantidades de cristales. Esta capa separa los depósitos del Chiles y los volcanosedimentos formados posteriormente, tiene un espesor de 2m.

Secuencia Sedimentaria III (Pleistoceno Medio): secuencia volcanosedimentaria, compuesta de arenas amarillentas con gradación normal intercaladas con brechas policmíticas y arenas gradadas con niveles de paleosuelo. Se formaron en un ambiente fluvio-subáereo.

Brechas Volcánicas II (Pleistoceno Medio): corresponde a brechas polimícticas tobáceas, matriz soportada, mal clasificada y modernamente consolidada, compuesta de una matriz fina (70%), clastos de líticos (20%) y bloques (10%). Estos depósitos se formaron en un ambiente de debris flow. Tiene espesor de 14m.

Secuencia Sedimentaria II (Pleistoceno Medio): secuencia de microconglomerados tufáceos cremas, matriz soportada, mal sorteado, consolidación moderada; intercalados con conglomerados tufáceos marrones. Estos depósitos pasan de un

ambiente netamente fluvial a transicional, con fluctuaciones en la dinámica de transporte de sedimentos. El espesor es 10m.

Tobas finas (Plio-Pleistoceno): tobas marrones, textura clástica, matriz soportada con poca cantidad de cristales. Esta capa marca el comienzo de un periodo netamente volcánico de alta energía. El espesor es 4m.

Flujo Piroclástico (Plio-Pleistoceno): consiste de una secuencia compuesta de tobas amarillentas intercaladas con fragmentos de toba consolidada (tamaño lapilli), brechas piroclástica polimícticas retrabajada y tobas de lapilli acrecionaria. El espesor es 37m.

Secuencia de Lavas (Plio-Pleistoceno): consiste de secuencia de productos volcánicos de autobrechas, lavas grises intercaladas con niveles de brechas polimícticas moderadamente alteradas; y tobas retrabajadas. Las lavas son básicas de 2px, tienen textura glomeporfírica intersticial, algunas son vesiculares. El espesor es 92m.

Se registra el paso de una falla inversa de bajo ángulo, en la profundidad de 3291 m.s.n.m.

Brechas Volcánicas I (Plio-Pleistoceno): secuencia de brechas tufáceas policmíticas, matriz soportada, tiene niveles de estratificación gradada. El espesor de la capa es 41m.

Sedimentos Finos con niveles de gravas (Plio-Pleistoceno): secuencia volcanosedimentaria de arena gris poco consolidada, sorteo moderado con esporádicos niveles de gravas y niveles de limos. Este depósito marca el inicio de un periodo netamente sedimentario. El espesor es 14.1m.

Arenas negras (Plio-Pleistoceno): consiste en una secuencia laminada de arenas negras y paleosuelos, tienen trazas de materia orgánica. Se formaron probablemente en un ambiente de baja energía. El espesor de la capa es 11.15m,

Secuencia Sedimentaria I (Plio-Pleistoceno): es una secuencia de brechas polimícticas matriz soportadas a grano soportado intercalado con niveles de arenas gruesas y niveles de limos laminados con arenas finas. El ambiente de formación de estos depósitos es de transición fluvio-lacustre.

A los 3064.8 m.s.n.m se observa la presencia de vetillas rellenas de goethita, que posiblemente son post depositacionales. El espesor es 158.65m.

Tobas Líticas Retrabajadas (Plio-Pleistoceno): consiste de intercalados de tobas líticas retrabajadas, con niveles de lentes de arenas blancas y niveles de paleosuelos. El espesor de la capa es 22m.

Tobas de Cristales (Mio-Plioceno): consiste de una secuencia de tobas de minerales, gris-rosáceas, matriz soportadas, moderadamente clasificadas. Esta capa es la base de los depósitos sedimentarios. El espesor es 2m.

5.2 FASES DE ALTERACIÓN HIDROTERMAL EN PGT-1

En el pozo PGT-1, durante el desarrollo del estudio petrográfico-microscópico, se ha establecido, tres fases en la formación de las alteraciones, siendo estas:

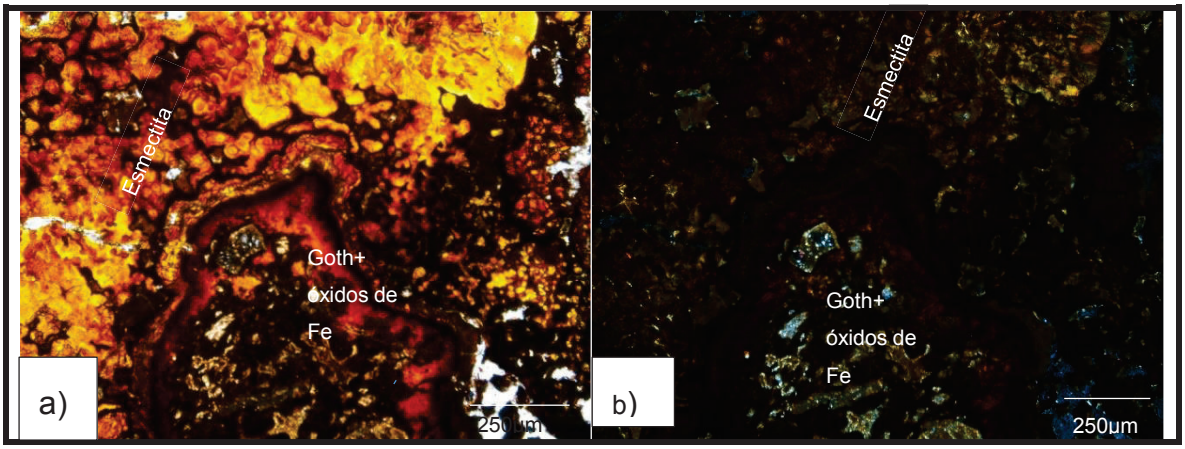
1. Fase 1
2. Fase 2
3. Fase 3

5.2.1 FASE 1

La fase pre-alteración está caracterizado por el desarrollo de la alteración supérgena, previa a la formación de la alteración sub-propilítica y argílica, distribuida en la mayoría del pozo PGT-1. Los minerales comunes en la alteración son: hematita, goethita y óxidos de hierro.

La alteración se encuentra, remplazando a minerales, rellenando fracturas y en forma vetillas, y parches en la matriz. En la unidad de brechas (III) y (IV). Se encuentran fracturas post-depositacionales rellenas de arcillas finogranulares de goethita (ver sección 3.1.19),

En la muestra TF- 48 (Fotografía 5.2-1) de una autobrecha, se observa la presencia de textura botroídal entre las goethitas, óxidos de hierro y esmectitas, mostrando un ambiente oxidante de baja temperatura y somero.



Fotografía 5.2-1:(Muestra TF-48), a) y b) Autobrecha de andesitas (2px) con alteración sub-propilítica-supérgena, presenta agregados finogranulares de goethita, óxidos de hierro y esmectita, alterador de líticos.

La incidencia y el grado de intensidad que afecta a los depósitos originales, puede variar de leve (1%) a moderada (10%).

5.2.2 FASE 2

La fase de syn alteración, se refiere a las alteraciones descritas en el capítulo IV, identificadas como sub-propilítica hipógena. La formación de estos minerales está asociados a la interrelación entre los fluidos generados en el sistema geotérmico y las secuencias de rocas, afecta al sistema en forma homogénea, asociada a la disipación diferencial de calor. Esta es muy débil, asociada a la permeabilidad en la roca.

La incidencia y el grado de intensidad que afecta a los depósitos originales, puede variar de leve (1%) a moderada (10%)

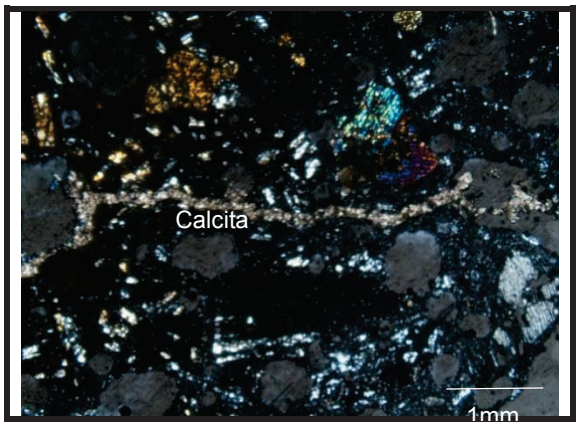
5.2.3 FASE 3

Esta fase está asociada a los minerales que se forman por fluídos tardíos, después de la formación de los principales minerales de alteración. Las alteraciones están controladas por un control estructural (fallas) y estás cortan los depósitos del pozo PGT-1. Son de diferente origen, detallados a continuación, en orden a su incidencia:

1. Fallas Principales: se encuentran entre (249.5m-254.5m), (263.5m a 268.5m) y (369.5-370.5), en estos tramos se encuentran más alto el grado de intensidad en las alteraciones, ya que los fluidos provienen directamente del upflow, que pueden ser ácidos y neutros. Los fluidos ácidos conforman la alteración argílica, donde se conserva solo la textura de la roca (ver Sección 4.3.1), pero aún se observa relictos de la alteración anterior (ver Fotografía 4.3-2), mientras los fluidos neutros han causado en las rocas, que se altere totalmente su matriz a esmectita, en algunos casos formen concreciones de esmectita.

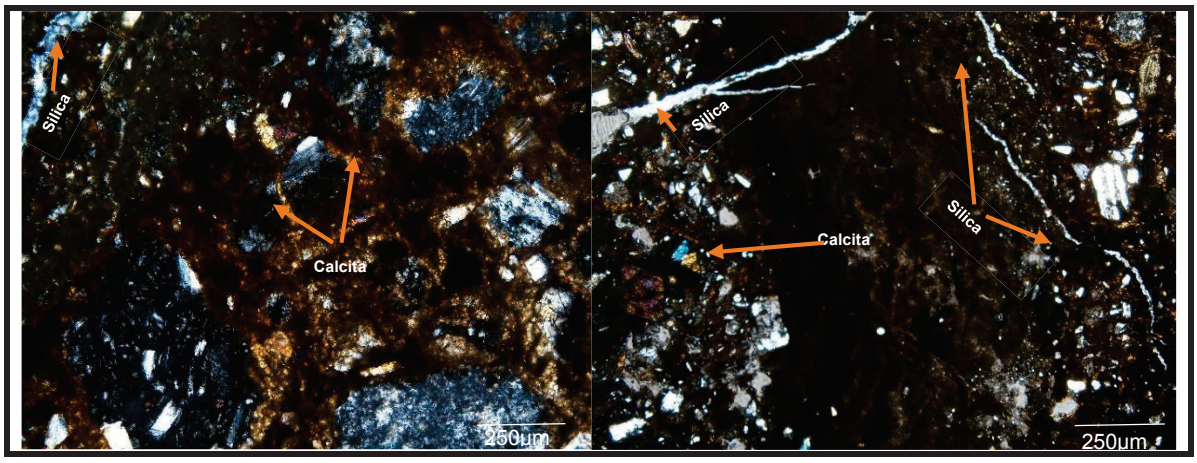
2. Vetillas: se forman por el ascenso de un flujo lateral a través de fracturas secundarias, ocasionadas por posible acomodamiento de las estructuras del área, ya que estás son poco penetrativas y muy finas entre 0.1mm a 50µm. Las vetillas pueden ser de dos tipos descritas a continuación:

    a. Vetillas de Calcita: observada en la muestra TF-46 de una andesita (2px), poco penetrativa, atravesando la matriz, precipitadas a T bajas (Fotografía 5.2-2),



Fotografía 5.2-2: a) (Muestra TF-46), Andesita (2px) con alteración sub-propilítica-supérgena, muestra vetilla de calcita cortando en forma lateral la muestra.

a) Vetillas de Silica: se formaron por ascenso de un flujo lateral. Se encuentran posterior a la formación de vetillas de calcitas y se distribuyen a en la mayoría del pozo. Son muy finas entre 80µm a 30µm, están en varias generaciones entrecortadas unas con otras. En la muestra TF-79 de tobas retrabajadas, se observa vetillas de silica cortando a vetillas de calcita (Fotografía 5.2-3).



Fotografía 5.2-3: (Muestra TF-79), a) y b) Toba retrabajada con alteración sub-propilítica-supérgena, se observa vetilla de calcita, cortadas posteriormente por vetillas de silica.

El origen de estas vetillas debe ser por el ascenso lateral de fluidos de las manifestaciones termales cercanas al pozo, como son Aguas Negras, Hediondas (silica) y Piscinas de Tufiño, El Baños del Indio (calcita).

5.3 ACUÍFEROS

Según el modelo de OLADE-INECEL-Aquater, (1988), se han reconocido dos acuíferos colgados, correspondientes de AC2 y AC1, interpretados por los datos de resistividad obtenidos por los sondeos de MT y SEV. Ocurren en zonas de rocas volcánicas separados por zonas de baja permeabilidad.

- El acuífero AC1 (103.5 - 133.5 m), es un acuífero semiconfinado, limitado por capas de acuitardos (capas semipermeables). Este se ubica en la secuencia de flujos de lavas del Chiles 1 (Figura 5.4-1).
- El acuífero AC2 (336.5 - 592.8m), es un acuífero confinado se encuentra entre capas impermeables correspondiente a la brecha tufácea polimíctica y tobas de minerales. El acuífero se encuentran en los depósitos de brechas, poseen poca permeabilidad, ya que en el análisis microscópico, se observó que los poros no se encuentran interconectados y tienen una permeabilidad del orden 10^{-4} (MEER, 2008) (Figura 5.4-1).

Los posibles acuíferos fósiles, se han definido de acuerdo con las características texturales de los depósitos y se encuentran: flujo de piroclástico retrabajado, autobrechas y en las brechas volcánicas (I), ya que poseían buenas características para el desarrollo de un acuífero, pero se han autosellado debido a que es la capa sello del sistema.

5.4 MODELO GEOLÓGICO

El basamento en el área de estudio, posiblemente se trate de un terreno oceánico volcánico, formado a mediados del Cretácico (Hughes & PIlatasig, 2002, Mamberti, 2003; Vallejo, 2007). Aunque no aflora en las cercanías del pozo, solo se puede encontrar en la parte occidental del volcán Cerro Negro en el lado Ecuatoriano (comunicación directa Ing. Bernardo Beate); parecerían ser las Unidades Natividad y Río Cala.

En el pozo las evidencias son escasas, ya que no se encuentran clastos de esta unidad; ni xenolitos en las lavas, solo se encontró la presencia detritos de anortitas (An_{95}), el cual es mineral común en las rocas básicas y ultrabásicas que podrían dar un indicativo de la naturaleza del basamento.

Directamente sobre el basamento se depositan las formaciones mio-pliocénicas, en discordancia angular. Estas han sido observadas en el lado occidental del volcán Cerro Negro (Colombia). Los depósitos correspondientes a este periodo se denomina unidad "Pre-Chiles" (Figura 5.4-1).

La unidad "Pre-Chiles" se divide en dos periodos diferentes de sedimentación separadas por un periodo volcánico.

El periodo sedimentario (1) (esp. 209,3m): lo componen tobas de cristales, tobas de minerales retrabajadas, secuencia de brechas polimícticas matriz y grano soportado (retrabajadas) intercalado con niveles de arenas grises a negras gradadas y limos con laminaciones milimétricas de arenas finas, sobreyacidas por banco de arenas negras laminadas y grises gradadas.

Los sedimentos se formaron en una paleocuenca probablemente en una periodo de alta tasa de erosión entre el Mioceno tardío a Plioceno, controlado por un sistema de fallas, generando una gran variedad clastos y minerales en su mayoría de origen ígneo.

Indicios de este fallamiento están dados por: la extinción ondulatoria de las plagioclasas, las estructuras sedimentarias de transición de ambiente fluvio-lacustre, como la estratificación cruzada, laminaciones internas entre niveles finos y paleosuelos. Los cambios de régimen en el transporte de sedimentos de grano soportado a matriz soportado y el relleno de fracturas con goethita posteriores a la depositación.

El periodo volcánico (esp. 171m): se compone de tobas tufáceas polimícticas, secuencia de lavas básicas de (2px), flujo piroclásticos, tobas, fragmentos de tobas endurecidas y tobas finas.

Estas lavas provienen del Artezón o de las cercanías del mismo, ubicado al Sur del Complejo Volcánico Chiles-Cerro Negro, ya que al correlacionar las características de la muestra BT-128 (ver Anexo1) de un derrumbe en el Artezón y la TF-42 de una lava (2px), ambas tiene rasgos similares a las de la secuencia de las lavas en el pozo.

Esta secuencia de lavas y depósitos piroclásticos se formaron posiblemente < 7Ma (Mio-Plioceno), contemporáneo con los depósitos relacionados con los volcánicos de Pisayambo (Hall & Beate, 1991).

Periodo sedimentario (2) (esp. 48m): está compuesta de secuencias de: arenas y conglomerados intercalados con microconglomerados, depósitos de brechas polimícticas de lahar, secuencia de arenas gradadas homogéneas y conglomerados intercalados con arenas gradadas.

Los depósitos se formaron posiblemente en el Plio-Pleistocénico Inferior asociados a una proto cuenca controlada por fallas, ya que la dinámica de formación de los depósitos pasa de netamente fluvial (alta energía) a formación de arenas gradadas con niveles de paleosuelo (baja energía). La fuente de los sedimentos y conglomerados es un vulcanismo explosivo distal, mientras las brechas son de una fuente cercana. El origen de la proto cuenca y fallas posiblemente esté asociado a la formación de la Depresión Interandina, en un régimen transcurrente dextral (Winkler et. al, 2005).

Las unidades “pre-Chiles” y “Chiles”, están separados por una capa de paleosuelo a la altura de 162m considerado con un hiato en la sedimentación, posiblemente marca un cambio en la dinámica del área de extensivo a compresivo a finales del Pleistoceno medio.

La unidad “Chiles”, corresponde a una edad Cuaternaria, está compuesta del basamento del complejo volcánico Chiles, el edificio del complejo volcánico Chiles y una cobertura (till y suelo), detalladas a continuación:

Basamento del Complejo Volcánico Chiles (28m): es un deposito volcanoclástico, posiblemente formado a inicios del Pleistoceno, se caracterizada por brechas de lahar pseudo-monolitológica de andesitas básicas grises (Figura 5.4-1).

Complejo volcánico Chiles (esp. 56m): Es parte del volcanismo reciente, se compone de lavas riodacíticas bandeadas, andesitas ácidas y dacitas. Según las descripciones en CELEC-EP & ISAGEN, (2012), se asume que estas lavas pertenecen al edificio volcánico Chiles 1, correspondientes a las unidades Chiles 1d (riodacitas bandeadas y andesitas acidas) y Chiles 1a (dacitas), formadas a edades de (271.4 ± 81) ka y (397.3 ± 41) ka respectivamente (CELEC-EP & ISAGEN, 2015).

Cobertura (42m): capa del till-peniglaciar de edad entre (20 - 30) ka, se caracterizan por poseer una mezcla de clastos líticos de diferentes fuentes, en su mayoría provenientes del complejo volcánico Chiles (90%) y en menor cantidad los volcánicos pre-Chiles.

Posee una capa de Tefras, de 2m de espesor, que correspondería a productos de los volcánicos aledaños, entre los que podemos mencionar los volcanes, Iguán, Cumbal, Azufral, Nasate, que según ICEL, (1983) & OLADE-INECEL, (1982), presentan flujos piroclásticos.

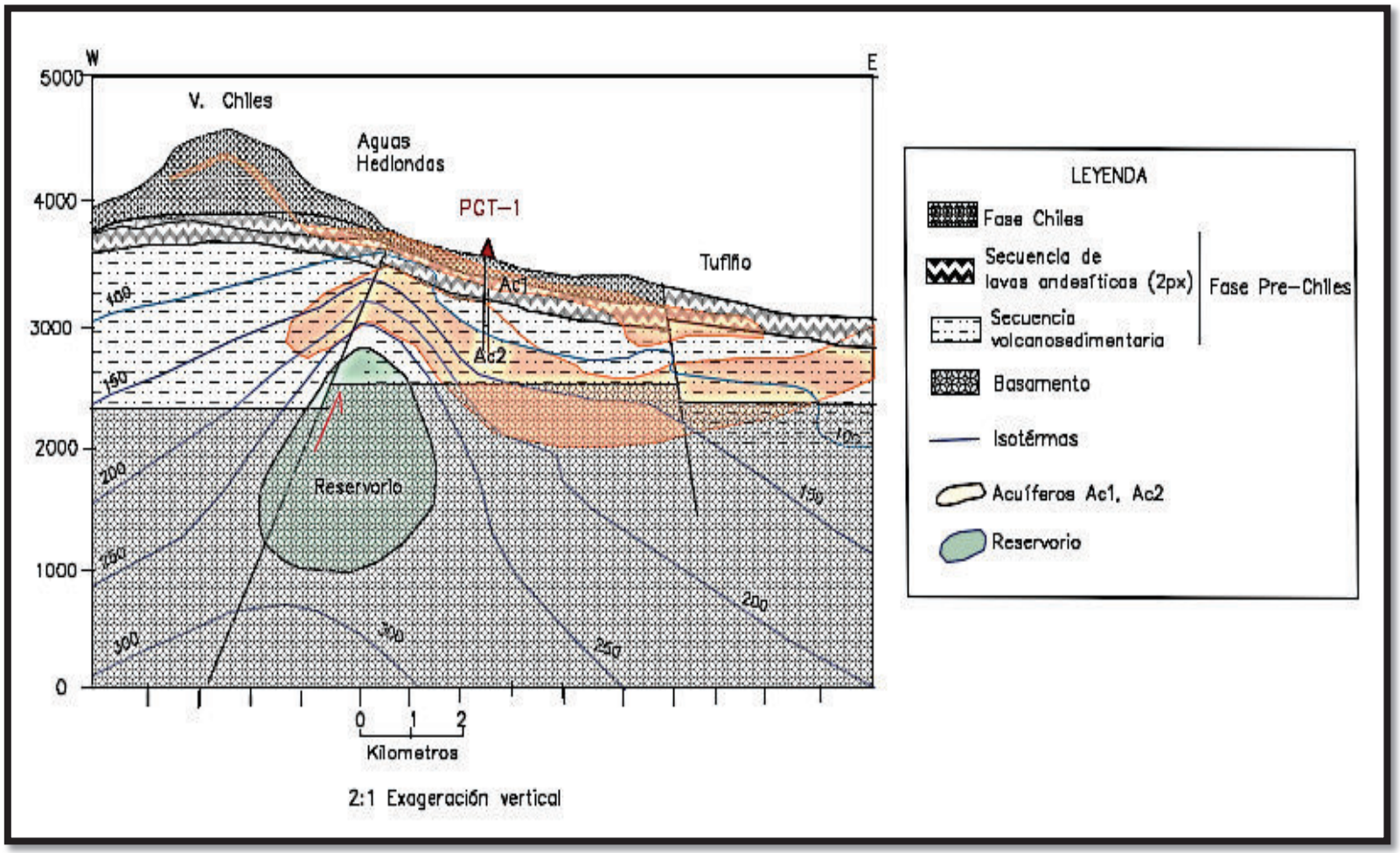


Figura 5.4-1: Modelo conceptual de sistema geotérmico del volcán Chiles (Modificado de CELEC-EP & ISAGEN, 2012)

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

Genéticamente, en el pozo PGT-1, se diferenciaron dos unidades de rocas que son: pre-Chiles y Chiles, separados por un nivel de paleosuelo, correspondiente a un hiato en la sedimentación.

- La unidad “pre-Chiles”, se subdivide en dos periodos de sedimentación, separadas por un periodo de actividad volcánica.

  Periodo de sedimentación 1: correspondiente a depósitos volcanosedimentarios de las unidades, toba retrabajada, secuencia sedimentaria I, arenas negras, sedimentos finos con gravas. Se caracterizan por brechas polimícticas matriz y grano soportada retrabajadas, arenas volcánicas grises, negras y marrones gradadas, internamente laminadas con limos, y paleosuelos. El ambiente de formación de estos depósitos corresponde a un ambiente subacuoso, transicional entre fluvial-lacustre.

  Periodo volcánico: corresponde a las unidades de brechas tufáceas polimícticas secuencia de lavas, flujo piroclásticos y tobas finas, caracterizados por depósitos de lavas andesíticas de (2px), autobrechas, brechas polimícticas primarias, brechas piroclásticas polimícticas retrabajadas, tobas y fragmentos de toba.

  Periodo de sedimentación 2: correspondiente a depósitos volcanosedimentarios de las unidades secuencia sedimentaria II, brechas volcánicos II y secuencia sedimentaria I, caracterizada con conglomerados, microconglomerados, brechas polimícticas de lahar y arenas gradadas homogéneas. El ambiente de formación es fluvial y de transicional subacuoso fluvio-subaéreo.
- La unidad “Chiles”, se subdivide en un basamento del edificio volcánico del Chiles, Complejo volcánico Chiles y cobertura.

  Basamento del Complejo Volcánico Chiles: caracterizada por brechas de lahar monolitológicas, de andesitas básicas grises.

Complejo volcánico Chiles: se compone de lavas dacitas negras, andesitas grises y riodacíticas bandeadas, correspondiente al edificio volcánico del Chiles 1 (1d y 1a), según CELEC-ISAGEN; 2012.

Cobertura: capa del till-peniglaciar, de edad (20-40) ka, se caracterizan por poseer una mezcla de clastos líticos de diferentes fuentes, en su mayoría provenientes del complejo volcánico Chiles (90%) y en menor cantidad los volcánicos pre-Chiles.

La capa de Tefras, encontrada entre los depósitos del till-pleniglaciar, eventualmente puede provenir de los volcanes aledaños al pozo PGT-1. Según ICEL, (1983), los volcanes Cumbal y Azufral, reportan erupciones recientes con productos piroclásticos.

Las alteraciones hidrotermales presentes en las lavas riodacíticas, andesitas y dacíticas, del edifico volcánico Chiles 1, son generadas por un sistema de fracturas (30^{0} aprox.), por donde ascendieron los fluidos causantes de las mismas.

Los materiales que conforman las unidades sedimentarias, se formaron en paleocuencas Mio-pliocénica, controlada por un sistema de fallas. El principal aporte de relleno es de origen ígneo extrusivo, proveniente de la erosión de los productos volcánicos antiguos de composición básica a ácida, ubicados al oeste nor-oeste repecto al pozo PGT-1.

Se han identificado 52 tipos diferentes de clastos en las unidades detríticas, correspondientes a diferentes fuentes en su gran mayoría volcánicas, caracterizada por una variada gama de composición, textura y ambiente de formación de las que podemos mencionar: Rocas Intrusivas; dioritas, Rocas efusivas; de productos primarios como andesitas básicas, andesitas ácidas y dacitas. Y de productos volcanoclásticos como brechas piroclásticas, tobas vítreas, tobas minerales y lapilli de pómez, y Otras arenas, brechas hidrotermales. No se han encontrado evidencia de rocas metamórficas.

La anortita detrítica, presente en los sedimentos se considera como producto de erosión de rocas básicas a ultrabásicas, probablemente proveniente del basamento oceánico.

La permeabilidad en la rocas es baja, ya que los poros no se encuentran interconectados, excepción en las lavas andesíticas (2px) vesículadas y autobrechas.

En la observación petrográfica – microscópica se encontraron dos tipos de alteración hidrotermal, la alteración argílica y la alteración sub-propilítica. En estas alteraciones la textura en las rocas se conserva, a pesar del paso de fluidos.

Alteración argílica: está asociada a caolín + esmectita + pirita ± azufre, se localiza en depósitos de lavas andesíticas ácidas del Chiles 1d e inicios de las lavas andesíticas de 2px. El caolín y esmectita se encuentra alternado a la matriz, remplazando fenocristales y rellenando vesículas. Mientras las piritas y los precipitados de azufre, están diseminados en la matriz. Los fluidos causantes de las alteraciones son ácidos de altas temperaturas. Se ha dividido de acuerdo a la ocurrencia de minerales.

- Esmectita + Caolín + Pirita
- Caolín + Pirita + Azufre ± Esmectita

Alteración sub-propilítica: asociada a esmectita ± zeolitas ± clorita ± calcita ± piritas, se encuentran en la unidad “Chiles” y “pre-Chiles”, excepto en las lavas andesíticas ácidas (Chiles 1d) e inicios de la secuencia de lavas respectivamente, se caracteriza por ser poco pervasiva en su mayoría, excepto donde existen fallas es pervasiva alterando total a parcialmente a la roca. La esmectita se encuentra en forma de parches, alterando la matriz, remplazando minerales, rellenando las vesículas y en algunos casos están en forma de cúmulatos. Las zeolitas se encuentran formando zonaciones en las vesículas, junto a montmorillonita y nontronita. Las cloritas y calcitas están remplazando minerales. Y las piritas están diseminadas en la matriz. Los fluidos causantes de la alteración son neutros, de temperaturas de formación entre (60-150) ^{0}C. Se han sub dividido de acuerdo con la ocurrencia de los minerales:

- Esmectita + Pirita
- Esmectita + Clorita
- Esmectitas (montmorillonita + nontronita ” esmectita de Fe”)+ Zeolitas ± Cloritas ± Calcitas

- Esmectita ± Clorita ± Calcita ± Pirita

Se han identificado tres eventos en la formación de los minerales de alteración, conforman un modelo a través de un línea de tiempo relativo de formación.

Fase 1: definida por la alteración supérgena, generada por el tiempo de exposición cortos o largos al medio ambiente.

Fase 2: se caracteriza por la formación de la alteración sub-propilítica.

Fase 3: asociada a fallas inversas, la cual transporta los fluidos directamente del upflow en la fuente geotérmica, se caracterizada por la alteración argílica y concentraciones altas de esmectita en la alteración sub-propilítica. Las vetillas de silica y calcita originado de salidas laterales de fluidos, de fuentes como son Aguas Negras, Hediondas (silica), Piscinas de Tufiño y Baños del Indio (calcita).

Los acuíferos encontrados son colgados y en su gran mayoría son confinados, debido a que se encuentran encerrados en capas semi-permeables a impermeables.

La temperatura aumenta con la profundidad en PGT-1, los minerales de alteración hidrotermal confirman esta relación, por el aumento de incidencia de clorita al ir aumentando la profundidad en el pozo PGT-1.

Los acuíferos colgados AC1 y AC2, dan una inversión en el perfil de temperatura, ya que las alteraciones tienen una intensidad baja.

6.2 RECOMENDACIONES

El magnetismo es un dato importante al momento de realizar la interpretación del levantamiento gravimétrico, magnetotelúrico y de resistividad eléctrica, ya que podría enmascarar capas de poca resistividad como son las arcillas, importantes para definir la capa sello en el sistema geotérmico. Por tales razones se debe considerar la secuencia de lavas andesíticas (2px) enriquecida en magnetita (alrededor del 5%), para dichas correcciones.

Realizar una nueva fase de perforaciones exploratorias profundas (500-2000) m en los lugares propuestos en el Informe de OLADE – INECEL – ICEL en 1988, con el objetivo de delimitar ubicar la capa sello y reservorio del sistema geotérmico, lo cual es importante para definir la temperatura absoluta del sistema, la litología, composición de fluidos, los cambios en la alteración hidrotermal, la naturaleza del basamento y la permeabilidad.

Datar las capas de tefras, flujo piroclástico y lavas de (2px), mediante trazas de fisión en zircones, lo cual es importante para la realizar del modelo geológico entender la formación del yacimiento geotérmico.

Tomar como capas guías a los depósitos de paleosuelo (162m), flujos piroclásticos, lavas de (2px) y toba de cristales, para posteriores campañas de perforación exploratorias.

Hacer un mapeo estructural detallado en el pozo PGT-1 y las posteriores perforaciones, para entender la dinámica de ascenso de los fluidos, ya que la alteración hidrotermal está controlada principalmente por un control estructural evidenciado en lineamientos y fallas inversas ubicadas en los alrededores del pozo.

CAPÍTULO VII

BIBLIOGRAFÍA

ASPDEN, J & LITHERLAND, M (1992). The geology and Mesozoico collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. Tectonophysics, pp. 189-192.

AGUIRRE, L., & ATHERTON, M.P. (1987). Low grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation Western Cordillera of Ecuador Journal of metamorphic Geology, V. 5, pp. 473-494.

ALVARADO, A., (2012). Neotectonique et cinematique de la déformation continentale en Equateur. Men. Doctoral Universite de Grenoble, France.

BALDOCK J.W., (1982) Geología del Ecuador, boletín de explicación del mapa geológico de la república del Ecuador escala 1:1000000. DGMM, Quito, Equater, 66p.

BABY, P., RIVADENEIRA, M. & BARRAGÁN, R. (2015). La Cuenca Oriente: geología y petróleo., Shlumberger, 413p.

BARBERI, F.,c et al. (1988). Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. Geol. Mag. 125(1), pp. 1 -14.

BEATE, B., & URQUIZO, M. (2010-2015). Geothermal Country Update for Ecuador, Proceeding World Geothermal Congress, Melbourne-Australia, pp.19-25.

BEATE, B. (2010). Plan para el aprovechamiento de los recursos geotérmicos en el Ecuador. Informe técnico elaborado para MEER, Quito, Ecuador. 175pp.

BLOSS. D. (1994). Introducción a los métodos de cristalografía óptica. 307pp.

BOLAND, M.P., PILATASIG, L.F., IBANDANGO, C.E. MCCOURT, W.J., ASPDEN, J.A., HUGHES, R.A., BEATE, B., (2000). Geology of the Western Cordillera between

0°-1°N, Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Informe No. 10. CODIGEM-BGS, Quito-Ecuador.

BROWNE, P.R.L. (1978). Hydrotermal Alteration in Active Geothermal Fields, Earth Planet. Sci, pp. 239-249.

CELEC EP & ISAGEN. (2012). Plan de desarrollo integral y preparación del objeto y alcance de los estudios técnico de la fase de prefactibilidad del prospecto Tufiño-Chiles-Cerro Negro., Primer Informe (Fase I): Revisión y Análisis de Informe Existente, Informe Técnico Inédito del SYR, para CELEC-ISAGEN, 142pp.

CELEC EP & ISAGEN. (2012). Plan de desarrollo Integral y preparación del objeto y alcance de los estudios técnico de la fase de prefactibilidad del prospecto Tufiño-Chiles-Cerro Negro., Segundo Informe (Fase II): Programa de Exploración Propuesto Incluído el Estudio de Prefactibilidad. Informe Técnico Inédito del SYR, para CELEC-ISAGEN, 66pp.

CELEC EP & ISAGEN. (2015). Informe Geológico Parcial del Proyecto Geotérmico Binacional Tufiño-Chiles-Cerro Negro. Informe Técnico Inédito del SYR, para CELEC-ISAGEN. 144pp.

CLAPPERTON, C. (1983). The Glaciation of the Andes. Quaternary Science Reviews, 2, pp. 83-155.

CLAPPERTON, C. (1987). Glacial geomorphology, Quaternary glaciar sequence and palaeclimatic inferences in the Ecuadorian Andes., In: Gardiner, V. (ed.). International Geomorphology 1986, Part II, Wiley, London, pp. 843-870.

CLAPPERTON, C. & McEWAN, C. (1985), Late Quaternary morraines in the Chimborazo area, Ecuador, Arctic and Alpine Research, pp. 135-142.

CLAPPERTON, C. & VERA, R. (1986). The Quaternary glacial sequence in Ecuador: a reinterpretation of the work of Walker Sauer., Journal of Quaternary Science, pp. 45-56.

CHIARADIA, M. (2007) Adakites-like magmas from fractional crystallization and melting-assimilation of mafic lower crust (Eoceno Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador). Chemical Geology, pp.471-472.

CODIGEM-BGS, (1993-1999), Mapa geológico desde 0^0N-1^0N. Escala 1: 1000000.

COLLOT, J.Y., MICHAUD, F., ALVARADO, A., MIRCAILLOU, B., SOSSON, M., RATZOV, G., MIGEON, S., CALAHORRANO, A., PAZMIÑO, A. (2010). Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador-Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie, pp. 47-74.

DENIAUD, Y. (2000). Enregistrements sedimentaire et structural de l"evolution geodynamique des Andes Equatorience au cours du Neogene: Etude des bassin d'avant-arc et bilans de masse, These pour obtenir le grade de Doctoteur de l"universite Joseph Fourier, pp 14-15.

ELLIS, A.J. (1970). Geothermics. Special Issue 2, 516p.

ELLIS, A.J., MAHON, W. (1977), Chemistry and Geothermal Systems, 392p.

EGÜEZ, A., ALVARADO, A., YEPES, H., MACHETTE, M.N., COSTA, C., & DART, R.L. (2003b). Database and Map of Quaternary faults and folds of Ecuador and its offshore regions. A project of the International Lithosphere program task Group II-2, Major Active Faults of the World. 77p.

GOULD, K.M., PIPER, D., MacRae, R.A. (2014). Facies, provenance and paleoclimate interpretation using spectral gamma logs: Application to the Lower Cretaceous of the Scotian Basin., Marine Petroleum Geology., pp. 445-454.

GUTSCHER, M., MALAVIEILLE, J., LALLEMAND, S., COLLOT, J., (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. Earth Planet Sci Lett 168:255–270.

HALL, M.L., & BEATE, B. (1991). El Volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador., Estudios de Geografía., Corporación Editorial Nacional, Quito, 4, pp. 4-17.

HAUFF, P. (1993). An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to precious metals exploration. Spectral international Inc., 71p.

HUGHES, R.A. Y PILATASIG, L., (2002). Cretaceous and Tertiary Block accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador: Tectonophysics.

ICEL, (1983). Proyecto Geotérmico Chiles-Cerro Negro, Fase I Etapa de Prefactibilidad, Bogotá. Informe técnico no publicado. pp. 19-32.

INECEL-OLADE-Geotérmica Italiana SRL, (1982). Aprovechamiento de los recursos geotérmicos del área de Tufiño Chiles. Informe técnico no publicado. 36p

INGEOMINAS, (2007). Atlas Geológico de Colombia Plancha 5-18, Escala 1:500.000.

INGUAGGIATO, S., HIDALGO, S., BEATE, B., & BOURQUIN, J. (2010). Geothermical and isotopic characterization of volcanic and geothermal fluids discharged from the Ecuadorian volcanic arc. Geofluids. pp. 526-527.

KERR, A.C., ASPDEN, J.A., TARNEY, J., PILATASIG, L.F., (2002). The nature and provenance of accreted oceanic Blocks in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints: Journal of the Geological Society.

LONSDALE, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate, Tectonophysics, pp. 237-264.

MAKSAEV, V. (2000) Folleto de Conceptos Básicos de Alteración Hidrotermal. Chile, pp. 330.

McPHIE, J., DOYLE, M., ALLEN. (1993). Volcanoclastic texture. A guide to the Interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Deposit and Exploration Studies University of Tasmania. 203p.

MEYER, C., HEMLEY, J.J. (1967). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, H. L. Barnes, New York, pp. 235.

OLADE-INECEL-ICEL-Geotérmica Italiana, (1983). Informe Final Misión de evaluación Geovulcanológica.

OLADE-INECEL-ICEL-Aquater, (1987). Investigación Geofisicas en el Estudio de Prefactibilidad del Proyecto Geotermico Binacional, Tufiño-Chiles.

OLADE-INECEL-ICEL (1988). Informe de la Reunión de la Junta asesora. Enero de 1988.

ORDOÑEZ, F. (2013). Estudio de geología, mineralización y alteraciones en la concesión minera Cascabel provincia de Imbabura. Proyecto previo a la obtención del título de ingeniero geólogo, Escuela Politécnica Nacional, 119p.

PARIS, G., MACHETTE, M., DART, R., HALLER, K. (2000). Map and Database of Quaternary and Folds in Colombia and its Offshore Regions, USGS, pp.54-55.

PENNINGTON, W., (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwetern South America, Journal of Geophysical Research, pp. 10753-10755.

SCHNYDER, J., RUFFELL, A., DECONINCK, J-F., BAUDIN, F. (2005). Conjunctive use of spectral gamma-ray logs and clay mineralogy in defining late Jurassic-early Cretaceous palaeoclimate change (Dorset, U.K.)., Palaeo, Science Direct., pp.303-320.

SIMMONS, S.F., & CHRISTENSON, B.W., (1994). Origins of calcite in a boiling geothermal system, American Journal of Science, Vol. 294, pp. 361-400.

SIERRA, D. (2015). Determinación del estado de esfuerzos tectónicos en la zona del Complejo volcánico Chiles-Cerro Negro, Proyecto previo a la obtención del título de ingeniero geólogo. Escuela Politécnica Nacional, 130p.

SPECTRAL INTERNATIONAL INC. (2005). Manual de espectroscopia de reflectancia aplicada. Versión 4.0, pp. 230.

SPIKINGS, R.A., WINKLER, W., SEWARD, R. Y HANDLER, R., (2001) Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust, Earth and Planetary Science Letters, pp.69.

SPIKINGS, R.A., WINKLER, W., HUGHES, R.A., Y HANDLER, R., (2005). Thermochronology of Allochthonous Blocks in Ecuador: unraveling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes: Tectonophysics.

STEINER, A. (1968). Clays Clay in Minerals, 193p.

TELENCHANA, E., SANTAMARIA, S., Y SIERRA, D. (2015) Mapa Geológico Unificado de la frontera Colombo-Ecuatoriano, Escala 1: 50000.

TRENKAMP, R., KELLOGG, J., FREYMUELLER, J.T., MORA, H.P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central American and northwestern South American, CASA GPS observations, South American Earth Science, pp.157-171.

VALLEJO, C., (2007). Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (late Cretaceous-Paleogene)., Thesis for degree of Doctor of Nature Science-Swiss Federal Institute of Technology Zürich., 208p.

VAN THOURNOUT, F. (1991). Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian northwestern cordillera: Metallogenic and Geodynamic implications. PhD thesis, Katholieke Universiteit Leuven.

WINKLER, W. ET AL., (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the Inter-Andean Depression in Ecuador. Jour. South Am. Sciences 19. pp 5-19.

Páginas Online consultadas:

- Petrophysics MSc Course Notes: http://archiwum.inig.pl/INST/nafta-gaz/nafta-gaz/Nafta-Gaz-2016-01-01.pdf.
- http://www.fcnym.unlp.edu.ar/catedras/sedimentologia/pdf/piroclasticas.pdf
- http: // www .ec .viajandox .com