



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL
ESTADO DE HIDALGO

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

**INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MATERIALES
LICENCIATURA EN INGENIERÍA EN GEOLOGÍA AMBIENTAL**

**“Innovación en la prospección de un yacimiento
SEDEX en Molango, Hidalgo”**

TESIS

Para obtener el título de:

Ingeniero Geólogo Ambiental

Presentada Por:

Paola Desireé Andrade Tafoya

Directores de tesis:

Dr. Eleazar Salinas Rodríguez.

Dr. Ventura Rodríguez Lugo

Mineral de la Reforma, Hidalgo., México.

Julio del 2016.

Declaración del autor

El presente trabajo de tesis de investigación: *“Innovación en la prospección de un yacimiento SEDEX en Molango, Hidalgo”* se presenta en cumplimiento con los requerimientos para obtener el título de Ingeniero en Geología Ambiental en la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, y fue realizado con el financiamiento del proyecto: “Creación de un Centro de Innovación y Desarrollo Tecnológico del Estado de Hidalgo” del CONACYT, número 193180.

Citas breves de este trabajo son admisibles sin permiso especial, siempre y cuando estén provistas del exacto reconocimiento de la fuente citada del trabajo aquí presentado.

No obstante, se requiere solicitar permiso para citas extendidas o reproducción de este manuscrito en forma parcial o en su totalidad que puede ser concedido por el titular de los derechos de autor.

Firma

Paola Desireé Andrade Tafoya

Los directores de tesis abajo firmantes declaramos que este trabajo ha sido revisado y aprobado; que se trata de un trabajo original y no tiene parte alguna de algún otro trabajo anterior.

Dr. Eleazar Salinas Rodríguez.

Dr. Ventura Rodríguez Lugo



M. en C. Julio César Leines Medécigo
 Director de Administración Escolar de la
 Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo
 Presente

Por este conducto le comunico que el Jurado asignado a la pasante de la Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental: **Paola Desireé Andrade Tafoya**, quien presenta el trabajo de **“Innovación en la prospección de un yacimiento SEDEX en Molango, Hidalgo”**, después de revisar el trabajo ha decidido autorizar la impresión del mismo, hechas las correcciones que fueron acordadas.

A continuación se anotan las firmas de conformidad de los integrantes del Jurado:

- PRESIDENTE: M. en C. Alberto Arenas Flores
- PRIMER VOCAL Dr. Ventura Rodríguez Lugo
- SEGUNDO VOCAL: Dr. Eleazar Salinas Rodríguez
- TERCER VOCAL: Dr. Eduardo Cerecedo Saenz
- SECRETARIO: Dr. Juan Hernández Ávila
- PRIMER SUPLENTE: Dra. María Isabel Reyes Valderrama
- SEGUNDO SUPLENTE: M. en C. Jaime Valverde Ramírez

Sin otro particular, le reitero a usted la seguridad de mi atenta consideración.

Atentamente
 “Amor, Orden y Progreso”
 Mineral de la Reforma, Hgo., a 01 de Junio de 2016

Dr. Orlando Ávila Pozos
 Director



Ciudad del Conocimiento
 Carretera Pachuca - Tulancingo km. 4.5
 Colonia Carboneras
 Mineral de la Reforma, Hidalgo, México, C.P. 42184
 Tel. +52 771 7172000 exts 2231, Fax 2109
 direccion_icbi@uaeh.edu.mx



AGRADECIMIENTOS

Al CONACyT por haber apoyado mediante el proyecto “Creación de un Centro de Innovación y Desarrollo Tecnológico del Estado de Hidalgo” numero 193180.

Les agradezco sinceramente a mis directores de tesis: Dr. Ventura Rodríguez Lugo y el Dr. Eleazar Salinas Rodríguez así como, al Dr. Cerecedo Sáenz por transmitirme sus enseñanzas y conocimientos con gran paciencia y esfuerzo.

Le agradezco a mis sinodales por apoyarme con sus puntos de vista y enriquecer este trabajo.

Se agradece al Dr. Demetrio Mendoza Anaya y al Laboratorio de Microscopia Electrónica de Barrido y Difracción de Rayos X del ININ así como, al proyecto CONACyT INFR-2015-251767". Por haber apoyado en la caracterización de las muestras.

De igual manera se agradece a todos los maestros que me enseñaron y formaron como profesionista, con vocación y entusiasmo.

Mamá te dedico este trabajo y a la vez agradezco todo lo que haces por mí y la familia, eres una mujer fuerte y admirable. Gracias por apoyarme desde el día que nací y nunca rendirte para hacerme feliz, espero retribuirte todo lo que haces, por que gracias a ti soy una persona de bien. Este es el comienzo de una nueva etapa que quiero disfrutes conmigo.¡¡TE AMO!!

Le dedico este trabajo a mi papá que me enseñó a afrontar las adversidades con la mejor actitud. Sin importar que, siempre estará conmigo.

Una dedicatoria a mi hermana que siempre me apoya y alienta además, por darme la felicidad de ser tía de Emiliano y Fernando que me impulsan a ser mejor persona, los amo.

También le dedico y agradezco a mi abuelita Lupita y mis tíos José y Sandra así como a toda mi familia que siempre me ha apoyado, soy muy afortunada por contar con todos ustedes.

Allan te agradezco por estar a mi lado alentándome para ser mejor cada día. Tu apoyo y el de tu familia en los momentos más difíciles me han ayudado a enfrentar grandes retos. Gracias por ser el mejor mi amigo, novio y crítico. Nos esperan grandes desafíos que superar juntos, Te amo siempre.

Por ultimo agradezco a todos mis amigos que son una gran familia para mí, su apoyo incondicional me motiva y me llena de felicidad.

RESUMEN

El presente estudio aporta la metodología necesaria para determinar y ubicar mineralización de tipo SEDEX del Jurásico inferior en un blanco de exploración específico; obteniéndose un 90 % de precisión, en contraste, con un método tradicional de prospección en un área de 25 km² y con una precisión menor al 60 %. La sustancial mejoría en la ubicación de blancos de exploración, se logró innovando al aplicar dos variables más, ubicar una región afectada por un estructura de apertura cortical tipo rift que hayan sido depositadas en una secuencia sedimentarias que presentan evidencias de transgresiones marinas.

Para ello se realizó una extensa recopilación bibliográfica realizando el análisis estratigráfico, tectónico y geodinámico del área de estudio permitiéndonos determinar de forma preliminar que el ambiente de formación, la mineralogía y zonación de un yacimiento sedimentario, que son factores valiosos que facilitan su prospección, así mismo su localización proporciona un bajo margen de error en su ubicación temporal y geográfica. Estructuralmente se propone analizar los vestigios de la estructura tectónica usada como guía la cual, podría tratarse de un posible Rift antiguo así como las evidencias transgresivas sucedidas en el Jurásico Inferior. La etapa transgresiva del protojurásico fue encontrada en la Formación Huayacocotla y se cree que este evento fue el que dio pauta a la formación mineral.

Al determinar minerales asociados con un yacimiento exhalativo sedimentario se determina una configuración peculiar que ofrece un modelo preliminar del depósito y por tanto, al explorar y buscar ciertas particularidades geológicas se pueden establecer blancos de exploración muy similares.

Finalmente, se pretende establecer con base al contexto geodinámico, estratigráfico y geoquímico, si el área estudiada es altamente prospectiva para depósitos SEDEX de metales base que tienen amplia trascendencia estratégica, porque en la actualidad no se ha realizado este tipo de prospección dirigida en nuestro país. Lo anterior, es interesante porque estudios pioneros como el aquí presentados podrían arrojar datos valiosos sobre la presencia de minerales estratégicos como lo son las tierras raras y los del grupo del platino. Esto último, es notable porque no se ha reportado la presencia de este elemento en yacimientos de este tipo en México.

Así mismo se obtuvieron evidencias que nos permiten determinar que el yacimiento se encuentra en una secuencia siliciclástica de ambiente reductor y la tectónica es compatible con un modelo geodinámico extensional. En una secuencia con alta silicificación y que presentó dos tipos de mineralización en una secuencia sedimentaria, los minerales que se identificaron mediante Difracción de rayos X (DRX) fueron: pirita, cuarzo bajo y muscovita. Además mediante la Microscopía Electrónica de Barrido (MEB) y el elemental por EDS nos permite identificar elementos como el C y K, elementos que delimitan su naturaleza como félsica formados en un ambiente reductor.

El análisis de Espectrometría de Plasma por Inducción Acoplado (ICP) realizado a las muestras representativas del afloramiento de areniscas y lutitas de la Formación Huayacocotla del miembro indiferenciado estudiadas en este trabajo presentó valores en metales base de 30 ppm Zn and 9 ppm Cu. De la misma manera, se obtuvieron altos valores elementales tales como, 82 ppm para Ba, 0.9 % Al, 0.17 % Ca, 1.64 % Fe, 0.08 % Ti, 40.8 % Si, Bi 2 ppm , 20 ppm Ce, 2.2 ppm Co , 30 ppm Cr, Cs 2.7 ppm , 0.9 ppm de Er , Ga 2.5 ppm , 1.6 ppm Gd , Ge 1.5 ppm , 9 ppm of La, 71 ppm Li , 104 ppm Mn, 10 ppm Nd , 17 ppm Rb, 2ppm Se, Sr 9 ppm , 10 ppm Ta , Te 6 ppm , 1.3 ppm de U , V 28 ppm , 9 ppm , y 0.7 ppm Yb. Mientras que en menor proporción se encontraron metales preciosos como Au < 0.02 g / t, Pd <0.05 g / t, Pt <0.05 g / t.

Por otro lado, como resultado de las estructura stock work del yacimiento que presentan los minerales de exhalitas de cuarzo, pirita y hematita características de ambiente geodinámico extensional, propicio para el emplazamiento de un yacimiento SEDEX.

CONTENIDO

RESUMEN	2
INTRODUCCIÓN	11
CAPITULO 1 ANTECEDENTES	13
1.1. Marco geológico.	13
1.1.1. Precámbrico.....	14
1.1.1.1.Gneis Huiznopala	14
1.1.2. Jurásico Inferior.....	14
1.1.2.1. Formación Huayacocotla.....	14
1.1.3. Jurásico Medio	15
1.1.3.1. Formación Cahuwasas.....	15
1.1.3.2. Formación Tepexic.....	16
1.1.4. Jurásico Superior	18
1.1.4.1. Formación Santiago.....	18
1.1.4.2. Formación Chipoco	19
1.1.4.3. Formación Pimienta.....	19
1.1.4.5. Formación Tlanchinol	20
1.1.4.6. Formación Atotonilco El Grande	21
1.1.2. Transgresiones en el área de Molango, Hidalgo.	21
1.1.3. Marco tectónico.....	23
1.1.4. Geología económica.....	25
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO	27
2.1. Estructuras geológicas	27
2.1.1. Tipos de estructuras geológicas.....	28
2.1.1.2. Fallas.....	29
2.1.1.2.1. Tipos de fallas	29
2.1.1.3. Pliegues.....	32
2.1.1.4. Discordancias.	32
2.1.1.5. Estructuras geológicas de extensión.....	33
2.1.1.5.1. Alaucógeno.	33

21.1.5.2.Rift.	33
2.2. Análisis de cuencas	34
2.3. Minerales.	35
2.3.1. Génesis mineral.	37
2.4. Yacimientos minerales.....	39
2.4.1 Clasificación de los yacimientos minerales	43
2.4.1.1. Clasificación por forma y sustancia.....	43
2.4.1.2. Clasificación genética.....	44
2.4.2. Yacimientos Sedimentarios Exhalativos.....	46
2.4.3. Prospección de un yacimiento geológico minero.....	52
2.4.3.1. Etapas para la prospección geológica:.....	53
CAPITULO 3. METODOLOGÍA.....	55
3.1. Método de trabajo	55
3.2. Localización y vías de acceso.	55
3.3. Trabajo de campo.....	57
3.3.1. Formación Huayacocotla.....	57
3.3.1.1. Parada Huayacocotla estéril.....	57
3.3.1.2. Parada Huayacocotla SEDEX.	59
3.3.2. Formación Tepexic.....	61
3.3.3 Formación Santiago.....	63
3.3.4. Formación Pimienta	64
3.3.5. Formación Chipoco.	66
3.3.6. Formación Tlanchinol	67
3.3.7. Formación Atotonilco el grande.....	68
3.3.8. Cerro colorado.....	69
3.3.9. Paso de León	70
3.3.10. Acalome.	71
3.3.11. San Agustín Metztititlan1.....	72
3.3.12. El Banco	73
3.4 Toma de muestras.	74
3.5. Métodos geoquímicos de exploración	76

3.5.1. Análisis de difracción de rayos x (DRX).	76
3.5.1.1. Preparación de muestras.	76
3.5.2. Análisis de Microscopía Electrónica De Barrido y Espectrometría de Dispersión de Energías (MEB-EDS).	76
3.5.3. Análisis por plasma de inducción acoplada (ICP).	77
3.5.3.1. Preparación De La Muestra	78
CAPITULO 4. RESULTADOS	80
4.1. Método de prospección en un yacimiento SEDEX.	80
4.1.1. Evidencias para la delimitación de una estructura tipo Rift.	83
4.1.1.1. Coladas de basalto y rocas ígneas bimodales.	83
4.1.1.2. Largos lineamientos controlados por fallas.	83
4.1.1.3. Topografía de fosas y pilares que generan cuencas y sierras.	84
4.1.1.4. Cambios laterales de facies.	87
4.1.1.5. Lapsos de 20-25 m.a de rápida sedimentación que cambia de 65-70 m.a sedimentación lenta:	87
4.1.1.6. Anomalías magnéticas y gravedad positiva Infiere, que la corteza continental es delgada comparada con los espesores regionales.	88
4.2. Resultados de Métodos geoquímicos de exploración	89
4.2.1. Resultados de Difracción de Rayos X (DRX).	89
4.2.1.1. Muestra M1.	89
4.2.1.2. Muestra M2 GRIS.	90
4.2.1.3. Muestra M2 ROJO.	90
4.2.1.4. Muestra M3.	91
4.2.1.5. Muestra M4.	92
4.2.1.6. Muestra M5.	92
4.2.1.7. Muestra M5 BLANCO.	93
4.2.1.8. Muestra M5 TRASLUCIDO	93
4.2.2. Resultados de Análisis de Microscopía Electrónica de Barrido y Espectrometría de Dispersión de Energías (MEB-EDS).	95
4.2.2.1. Muestra M1	95
4.2.2.2. Muestra M2 ROJO	97
4.2.2.3. Muestra M2 GRIS	99

4.2.2.4. Muestra M3	101
4.2.2.4. Muestra M4	103
4.2.2.5. Muestra M5.	105
4.2.2.6. Muestra M5 BLANCO	106
4.2.2.7. Muestra M5 TRASLUCIDO.	108
4.2.4. Resultados de análisis de Plasma de Acoplamiento Inducido (ICP).....	111
DISCUSIÓN	112
CONCLUSIONES	116
REFERENCIAS	118

Índice de figuras

Figura 1. Transgresiones marinas del Jurásico en México modificado de Cantú-Chapa, 1969.....	22
Figura 2. Tipos de estructuras geológicas.	28
Figura 3. Clasificación de las cuencas sedimentarias modificado de Vera 1994.	35
Figura 4. Acumulación de sulfuros en el fondo oceánico por exhalaciones hidrotermales involucrando precipitación, formación y colapso de chimeneas y reemplazo desde abajo modificado de (Maier 2004).	48
Figura 5. Etapas en la formación de depósitos SEDEX modificado de (Maier 2004).	50
Figura 6. Modelo genético de un yacimiento SEDEX modificado de Goodfellow (2014).	51
Figura 7. Mapa geológico de la zona de prospección.....	56
Figura 8. Afloramiento de la Formación Huayacocotla miembro de lutitas.	57
Figura 9. Afloramiento de la Formación Huayacocotla con lutitas en lajas, martillo como escala de 30cm.....	58
Figura 10. Lutitas en lajas de la formación Huayacocotla. (A) Lajas al fresco en color negro, moneda de cinco pesos mexicanos de escala 3cm, (B) Planos de las lutitas lapicero como escala de 10cm.....	58
Figura 11. (I) Afloramiento de la Formación Huayacocotla, (II) estratos de areniscas con lutitas, (III) muestra de mano de una lutita	59
Figura 12. (I)Mineralización de tipo stockwork , (II) jarosita, (III) pirita diseminada.	60
Figura 13.Toma de muestra de Barrenación a diamante.....	61
Figura 14. Afloramiento de la Formación Tepexic, persona de escala 1.62m de escala.	62
Figura 15. Afloramiento de la Formación Santiago, persona de escala de 1.65m, (II) lutitas de la Formación Santiago martillo de 30cm.....	63
Figura 16. Fotografía panorámica de afloramiento de la Formación Pimienta, (II) Fotografía acercamiento de calizas negras y lutitas carbonosas de la formación, martillo de 30cm y (III) veta de calcita, moneda de cincuenta centavos mexicanos.	64
Figura 17.(I) Fotografía panorámica de los pliegues tipo chevron de la Formación Pimienta, (II) Fotografía a detalle de los pliegues chevron.....	65
Figura 18. (I) Afloramiento de la Formación Chipoco, (II) caliza manganesífera, lapicero de 10cm.	66
Figura 19. (I) Afloramiento de Formación Tlanchinol, (II) basaltos masivos, martillo de escala 30cm aproximadamente.	67
Figura 20. (A) Afloramiento de la Formación Atotonilco El Grande, (B) Imagen a semidetalle de la parte IV del afloramiento, (C) Imagen a semidetalle representativa del hidrotermalismo y alteraciones diagenéticas , (D) Imagen a semidetalle caliza con estilolitos.	69
Figura 21. (E) Imagen general del afloramiento de la localidad Cerro Colorado, (F) estructura de foco de eyección, (G) Riolitas diaclasadas en la periferia del foco de eyección martillo como escala de 30cm, lápiz como escala 10cm.....	70
Figura 22. Afloramiento volcánico Paso de León.....	71
Figura 23. . (J) Imagen contacto tectónico I rocas Cretácicas Superior, II rocas del Terciario, (K) brecha tectónica de calcita.	71
Figura 24. Basaltos columnares de la Formación Atotonilco El Grande..	72
Figura 25. Afloramiento de origen volcánico.	73

Figura 26. Muestras pulverizadas de las muestras (A) M1, (B)M2 ROJO, (C) M2 GRIS, (D) M3, (E) M4, (F) M5, (G) M5 BLANCO, (H) M5 TRASLUCIDO.....	75
Figura 27. Modelo para la innovación en la prospección de un yacimiento SEDEX en Molango, Hidalgo.	82
Figura 28. Análisis de resistencia a la erosión.	84
Figura 29. Carta magnética 1:50000 modifica de SGM	88
Figura 30. Difractograma DRX de la muestra M1.....	89
Figura 31. Difractograma DRX de la muestra M2 GRIS.....	90
Figura 32. Difractograma DRX de la muestra M2 ROJO.	91
Figura 33. Difractograma DRX de la muestra M3.....	91
Figura 34. Difractograma DRX de la muestra M4	92
Figura 35. Difractograma DRX de la muestra M5.....	92
Figura 36. Difractograma DRX de la muestra M5 BLANCO.	93
Figura 37. Difractograma DRX de la muestra M5 TRASLUCIDO.	94
Figura 38 Espectro de EDS del aspecto general M1	95
Figura 39. Micrografía general de la muestra M1	95
Figura 40. Micrografía a detalle de la muestra M1	96
Figura 41. Micrografía general de la muestra M2 ROJO.....	97
Figura 42. Espectro de EDS del aspecto general M2 ROJO.....	97
Figura 43. Micrografía a detalle de la muestra M2 ROJO,	98
Figura 44. Espectro de EDS del aspecto general de la muestra M2 GRIS.....	99
Figura 45. Micrografía general de la muestra M2 GRIS	99
Figura 46. Microfotografía a detalle con tres estructuras de diferentes.....	100
Figura 47. Microfotografía general de la muestra M3	101
Figura 48. Espectro de EDS del aspecto general de la muestra general M3.	101
Figura 49. Micrografía a detalle de muestra M3.	102
Figura 50. Espectro de EDS del aspecto general de la muestra M4.....	103
Figura 51. Micrografía general de la muestra M4.....	103
Figura 52. Micrografía a detalle de la muestra M4. donde se pueden identificar tres zonas de diferente naturaleza.	104
Figura 53. Microfotografía general de la muestra M5.....	105
Figura 54. Espectro EDS aspecto general de la muestra M5.	105
Figura 55. Microfotografía de la imagen a detalle de la muestra M5.....	106
Figura 56. Espectro de EDS aspecto general de la muestra M5 BLANCO	107
Figura 57. Micrografía general de la muestra M5 BLANCO	107
Figura 58. Micrografía a detalle de la muestra M5 BLANCO.....	107
Figura 59. EDS de la muestra general M5 TRASLUCIDO.....	108
Figura 60. Micrografía general de la muestra M5 TRASLUCIDO	108
Figura 61. Descripción de 9m de un núcleo de barrenación a diamante.....	110
Figura 62. Gráfico de comparación elemental entre SEDEX/UCC/F. H uayacocotla.	111

Índice de tablas

Tabla I. Clasificación mineral de Strunz 1970.	37
Tabla II. Distribución de elementos en la corteza terrestre de Goldschmidt (1954).....	39
Tabla III. Clasificación genética de los yacimientos minerales (Smirnov, 1976)	44
Tabla IV. Características mineralógicas en Depósitos SEDEX de acuerdo a Cooke et.al (2000). ..	52
Tabla V. Tabla de toma de muestras en campo.	74
Tabla VI. Resistencia a la erosión.....	85
Tabla VII. Relación erosión/formación.....	86
Tabla VIII. Muestra las zonas de erosión, nótese la coincidencia con horst y pilares tectónicos.	87
Tabla IX. Tabla de distribución mineral.	94
Tabla X. Tabla de porcentaje en peso obtenido por EDS en la Muestra M1	96
Tabla XI. Porcentaje en peso de la muestra M2 ROJO tanto general como dos estructuras a detalle.	98
Tabla XII. Porcentaje en peso de distribución de las fases en la muestra M2 GRIS.	100
Tabla XIII. . Tabla de porcentaje en peso de la muestra M3 en su aspecto general y a detalle.	102
Tabla XIV. Porcentaje en peso de la muestra M4.....	104
Tabla XV. Tabla de porcentaje en peso de la muestra M5.	106
Tabla XVI. Porcentajes en peso de los elementos que conforman la muestra M5 BLANCO.	108
Tabla XVII. Porcentaje en peso de la muestra M5 TRASLUCIDO.	109

INTRODUCCIÓN

En el siguiente trabajo se realizó un análisis geológico estructural de la zona de Molango Hidalgo, México, donde se propone un método de para la innovación en la prospección en yacimientos de tipo SEDEX, distribuyendo su contenido de la siguiente manera:

En el capítulo I se realizó una extensa recopilación bibliográfica realizando el análisis estratigráfico, tectónico y geodinámico del área de estudio permitiendo determinar de forma preliminar el ambiente de formación, mineralogía y zonación de un yacimiento sedimentario, que son factores valiosos que facilitan su prospección, así mismo su localización proporciona un bajo margen de error en su ubicación temporal y geográfica.

Para lograr un mejor entendimiento del presente trabajo en el capítulo II se expone el marco teórico de los temas que corresponden a la geología estructural, análisis de cuencas, mineralogía, yacimientos minerales y el tema principal, el yacimiento tipo SEDEX.

En el capítulo III se presenta el trabajo de campo y metodología utilizada en la presente investigación incluyendo las técnicas geoquímicas utilizadas para la caracterización de las muestras obtenidas den campo así como la forma de preparación por Difracción de Rayos X (DRX), Microscopía Electrónica de Barrido con Espectrometría de Dispersión de Energías (EDS) y Plasma de acoplamiento inducido (ICP).

En el capítulo IV. Se presenta el modelo alternativo de innovación para la prospección de yacimientos tipo SEDEX, el cual se fundamenta en el análisis estructural por medio de los vestigios de la estructura tectónica de tipo Rift y las etapas transgresivas del Jurásico Inferior en la Formación Huayacocotla y presenta diferentes evidencias de la formación mineral y tectónica de tipo rift que se justifica en las discordancias entre las formaciones Huayacocotla y Cahuasas. Así mismo se presentan los resultados de la caracterización geoquímica por las técnicas DRX, MEB, ICP.

Finalmente se presentan las conclusiones obtenidas a partir de los resultados.

CAPITULO 1. ANTECEDENTES

CAPITULO 1 ANTECEDENTES

1.1.Marco geológico.

En cuanto a los trabajos de geología regional destacan los de Ochoa (1998) y Cantú-Chapa (1969), quien con base en evidencia biogeográfica de amonitas del Pérmico al Jurásico inferior, proporcionan solida evidencia para explicar el origen del golfo de México con afinidad cercana del margen oeste de Pangea. Describen tres claves para ello; durante el Bajociano mencionan que existe evidencia de la ocurrencia del amonite stephanoceras durante el margen oeste de América (Alaska, Canadá, EUA, Venezuela, Perú, Argentina y Chile) y aquí en México en Oaxaca.

La segunda en el Batoniano - Caloviano aparece la amonita Wagnericeras en un ciclo transgresivo en el este y sureste de México. Este evento es particularmente importante porque ubica con mucha precisión el emplazamiento de la mineralización SEDEX aquí estudiada. Y la tercera clave la proporciona la ocurrencia de muchos conocidos cefalópodos del Pérmico al Jurásico que es relativos solamente al margen de la provincia del Pacífico.

Carrillo Bravo (1967), realizó un estudio geológico detallado de la Formación continental de lechos rojos de edad Caloviano denominándola Formación Cahuasas, formada por espesores potentes hasta de dos mil metros; particularmente esta Formación es importante para los fines de este trabajo porque representa un cambio en la tasa de sedimentación, en donde en un periodo relativamente corto durante el Caloviano se depositó un gran espesor de sedimentos clásticos. Así, permite confirmar un criterio para clasificar una mega estructura tipo Rift antiguo.

Para este trabajo se tomó en cuenta la descripción litológica de Ochoa Camarillo (1997) del distrito manganesífero de Molango Hidalgo, enriqueciendo esta información con otros autores que han estudiado la zona.

1.1.1. Precámbrico

1.1.1.1. Gneis Huiznopala

Esta Formación fue descrita por primera vez por Von Kuegelgen (1958) mientras que su nombre fue asignado por Fries y Rincón Orta (1965), su localidad tipo se encuentra en los valles del Río Claro, el arroyo Agua de Sal y el arroyo Acatepec y se tratan de las rocas más antiguas del área de estudio que fueron descritas como dos clases rocas cristalinas metamórficas, ortogneis y paragneis.

1.1.2. Jurásico Inferior

1.1.2.1. Formación Huayacocotla

La Formación Huayacocotla es definida por Días-Lozano (1916). De manera general, está constituida por lutitas oscuras con intercalaciones de areniscas y conglomerados con escasos lentes de calizas, cuenta con considerable material vegetal en la parte superior e inferior de la cima y contiene carbón hacia la cima (Imlay, 1980). En Hidalgo se encuentra expuesto su máximo espesor; el miembro inferior consta de conglomerado, arenisca, limolita y lutita con exoclástos, que contienen fósiles retrabajados como fusilínidos y crinoides, el miembro intermedio que se encuentra constituido por conglomerados, arenisca, limolita y lutita con amonites y el miembro superior que está formado por areniscas, limolita, lutitas y conglomerado con presencia de plantas fósiles continentales. El espesor de esta formación varía entre los 500-1000m (PEMEX, 1988), registrándose un adelgazamiento progresivo de los afloramientos del Sur hacia el Norte y Este. Sus contactos inferior y superior son en general discordantes con las Formaciones Huizachal y Cahuasas, respectivamente; en algunas zonas donde la Formación Cahuasas pierde su continuidad, puede encontrarse a la Formación Huayacocotla cubierta por la Formación Tepexic en una discordancia angular (Ochoa-Camarillo, 1999). En los flancos suroeste y noreste del Anticlinorio de Huayacocotla, subyace en aparente concordancia por cambio de facies a la Formación Rosario. Así mismo, se ha registrado cubriendo los estratos Mississípícos de la Formación Guacamaya con un hiato marcado asociado con una discordancia angular (PEMEX, 1988). La correlación con la Aloformación La Boca en el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, se basa en un conjunto de palinomorfos encontrados en dicha aloformación, (Rueda-Gaxiola, 1992). Se interpreta un

ambiente de costa, en una bahía con una circulación deficiente. Interpretaciones relativamente más recientes, consideran que la presencia de fauna relativamente variada de amonites y pelecípodos, sugiere condiciones de depósito marinas someras de baja energía en zonas de plataforma cercanas al continente (PEMEX, 1988).

1.1.3. Jurásico Medio

1.1.3.1. Formación Cahuwasas.

Estas rocas fueron originalmente consideradas como parte de la Formación Huizachal (Imlay *et al.*, 1948; Erben, 1956). Carrillo-Bravo (1958) propone informalmente el nombre de Cahuwasas para los lechos rojos aflorantes en el Anticlinorio de Huayacocotla de edad Jurásico Medio. Posteriormente, le da formalidad a dicha propuesta. La localidad tipo se encuentra en el Rancho Cahuwasas, Hidalgo, sobre el Río Amajac, al sureste de Chapulhuacán, Hidalgo (Carrillo-Bravo, 1965). De manera general Carrillo-Bravo (1965) en su definición menciona que esta unidad está constituida de arenisca, conglomerado y limolita de color rojo; agrega además que en el camino Tianguistengo-Rancho Mixtla, la unidad se halla representada por aproximadamente 4 m de conglomerado mal clasificado en capas gruesas, compuestos por fragmentos subangulares de arenisca de cuarzo de color rojo a gris oscuro; el diámetro de los fragmentos varía de 1 a 15 cm aproximadamente; inmediatamente encima se encuentra un paquete de 35 m de limolita y arenisca arcillosa de color rojo, en capas medianas a gruesas; por otro lado, la barranca del Río Amajac se compone de conglomerados mal clasificados, arenisca, arenisca conglomerática, lutita y limolita de color rojo que contienen abundantes laminillas de mica blanca; las areniscas y conglomerados frecuentemente presentan estratificación cruzada. Carrillo-Bravo (1965) reporta más de 1200 m en la barranca del Río Amajac; mientras que en el Río Claro está representada por más de 250 m. En los alrededores de Tianguistengo, Hidalgo, la Formación Cahuwasas subyace discordantemente a la Formación Tamán y cubre también discordantemente a la Formación Huayacocotla; en el Río Amajac, sobre esta unidad descansan calizas y calizas arenosas con fauna del Calloviano y sobreyace a sedimentos de la Formación Huayacocotla; en el Río Claro al sur-sureste de Huayacocotla, Veracruz y en la región de Huehuetla-Cueva Ahumada, también descansa sobre las capas del Liásico (Jurásico Inferior) y está cubierta discordantemente por calizas

del Jurásico Superior (Carrillo-Bravo, 1965). Salvador (1991) menciona que la composición litológica, la ausencia de fósiles, la distribución geográfica, el abrupto cambio de espesor y las relaciones estratigráficas sugieren que los lechos rojos del Jurásico Medio fueron acumulados como abanicos aluviales y como depósitos fluviales y lacustres; asimismo, agrega que la presencia de lechos rojos no marinos sobreyaciendo a la Formación Huayacocotla (marina), es indicativo de una regresión durante la parte temprana del Jurásico Medio. Por su similitud litológica con la Formación La Joya, se infiere que esta unidad se depositó en abanicos aluviales, en una planicie aluvial continental arriba de la línea de supra marea en condiciones áridas o semiáridas; en una planicie aluvial marina abajo del límite de la supra marea o por inundación fluvial (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1997). Por otro lado Salvador (1991) la correlaciona tentativamente con la Formación La Joya (Anticlinorio de Huizachal-Peregrina), basado en la similitud litológica y relaciones estratigráficas. Carrillo-Bravo (1965) con base en su posición estratigráfica, le asigna una edad más joven que el Pliensbachiano y más antigua que el Calloviano; es decir, que abarca parte o quizá todo el Jurásico Medio.

1.1.3.2. Formación Tepexic.

La primera mención de esta unidad fue hecha por Imlay (1952). Ubicada en el puente de Mampostería de Acazapa, aguas abajo de la planta Tepexic, Presa Encasa, norte del estado de Puebla. En su descripción original, Erben (1956a) menciona que esta unidad está constituida por calizas impuras de color gris a gris oscuro, de grano grueso, con bastantes granos de cuarzo; asimismo, presenta calcarenitas de color gris oscuro hasta casi gris negruzco; la estratificación esta poco marcada alcanzando espesores de aproximadamente 30-50 cm; en muchas ocasiones la base de la secuencia está formada por una caliza conglomeráticas. El límite inferior de la Formación Tepexic es concordante con la Formación Huizachal (Erben, 1956a); mientras que en otras áreas descansa en discordancia sobre las formaciones Cahuwasas (Cantú-Chapa, 1971; PEMEX, 1988; Suter, 1990; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1988), Huayacocotla (Suter, 1990; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1988) y Huehuetepic (PEMEX, 1988). El límite superior generalmente es concordante con la formación Santiago (Cantú-Chapa, 1971; PEMEX, 1988; Ochoa-Camarillo, 1996; Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998;

López-Palomino *et al.*, 2005); sin embargo, se ha documentado que en algunas áreas esta unidad subyace a la Formación Tamán (Erben, 1956a; PEMEX, 1988) y a la Formación Chipoco (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). Finalmente, Cantú-Chapa (1992) menciona que al Noroeste de Poza Rica esta unidad descansa sobre la Formación Palo Blanco. Erben (1956a,b) menciona que esta unidad representa depósitos marinos de transgresión y que la fauna encontrada (pelecípodos y amonites) indican que fue depositada en las cercanías de la costa, o en las partes algo más profundas del litoral. Por otro lado, Suter (1990) menciona que el depósito de esta unidad inició una transgresión marina y que se depositó sobre una área elevada, que coincide con una parte de lo que se denominó Alto de Ixtla para el periodo de depositación de la Formación Cahuascal; asimismo, menciona que basado en datos paleontológicos reportados por Aguayo-Camargo (1977) y Cantú-Chapa (1971) con el tiempo el ambiente de depósito cambió de nivel litoral a otro más profundo. En la designación original, Erben (1956a) propone para esta unidad una edad de Calloviano. En la Sierra Madre Oriental Cantú-Chapa (1971) le asigna una edad de Calloviano medio, con base en la presencia del ostreído *Liogryphaea nebrascensis* y de los amonites de los géneros *Neuqueniceras* y *Reinekeia*. En el subsuelo de Poza Rica, Cantú-Chapa (1992, 1998) interpreta que esta unidad tiene un rango estratigráfico que va del Batoniano al Calloviano. Cantú-Chapa (1969, 1992) menciona que la formación Santiago y Huehuetepic (respectivamente) representan un equivalente lateral de la Formación Tepexic. Por su parte, Humphrey y Díaz (2003) consideran que esta unidad equivale a la Formación Minas Viejas del Golfo de Sabinas en el NE de México, y a partes de las formaciones Novillo y Zuloaga.

1.1.4. Jurásico Superior

1.1.4.1. Formación Santiago.

Esta unidad fue propuesta en forma inédita por Reyes (1964 *en* Cantú-Chapa, 1969). Ubicada en la ladera oeste del Río Moctezuma (Tamán, San Luis Potosí), cerca de la desembocadura del Arroyo Santiago, del cual se deriva el nombre de esta formación. En esta localidad, la sección presenta cierta complejidad estructural (López-Palomino, 2002) y no aflora la parte inferior (Cantú-Chapa, 1969, 1971, 1984; López-Palomino, 2002); por lo que se considera conveniente proponer una sección de referencia principal (lectotipo) o bien diversas secciones de referencia, esto último constituiría un estratotipo compuesto. Reyes (1964) reconoce un cuerpo de “lutitas calcáreas de color gris oscuro hasta de 40 cm de espesor, intemperiza a café pardo o café rojizo, presentan un clivaje diagonal a los planos de estratificación que a veces dan lugar a apreciaciones erróneas en la medición de los datos estructurales, además poseen nódulos calcáreos intercalados”. Cantú-Chapa (1971) reconoce que la base de la formación en Pisaflores, Tajo de Tetzintla, Hidalgo; Huauchinango-Villa Juárez, Puebla, está representada por lutitas negras a gris oscuro, muy fracturadas, con nódulos calcáreos, gris oscuros y en Huehuetla, Hidalgo por intercalaciones de lutitas negras, carbonosas y capas de caliza cuyos espesores varían de 2-3 m y 5-10 cm respectivamente. En su localidad tipo Reyes (1964) y Cantú-Chapa (1984) midieron un espesor de 160 m; mientras que López-Palomino (2002) registra un espesor de 186 m; sin embargo, menciona la presencia de pliegues asimétricos que podrían implicar repeticiones en algunos puntos de la sección, lo que repercutiría en el espesor real. El límite inferior es transicional y concordante con la Formación Tepexic, excepto en el subsuelo del área de Soledad-Miquetla, donde sobreyace a la Formación Palo Blanco (Cantú-Chapa, 1969) y en el área de Huiznopala, donde descansa directamente sobre el Gneis Huiznopala (Ochoa-Camarillo *et al.*, 1998). El límite superior es transicional y concordante con la Formación Tamán excepto en Molando, Hidalgo, donde subyace discordantemente a la Formación Chipoco. Por otro lado, en Tamán, San Luis Potosí (Cantú-Chapa, 1971, 1984; López-Palomino, 2002), Pisaflores, Hidalgo y Río Tezcapa, Puebla (Cantú-Chapa, 1971), no aflora el límite inferior. Pedrazzini y Basáñez (1978) basados en la composición limolítica calcárea y la ausencia de fósiles en la parte media de la formación Santiago, señalan que esta se depositó en

condiciones marinas tranquilas reductoras en facies de cuenca. Cantú-Chapa (1969, 1971) asigna a esta formación una edad de Calloviano medio-Oxfordiano tardío. Cantú-Chapa (1971) en las localidades de Pisaflores, Hidalgo y la carretera Huauchinango-Villa-Juárez, Puebla, le asigna una edad de Calloviano medio con base en la presencia de especies de amonites pertenecientes al género *Reineckeia*, en estas localidades sólo aflora la parte inferior de esta formación. Cantú-Chapa (1971, 1984) registra la presencia en la localidad tipo de los géneros de amonites *Perisphinctes* y *Dichotomosphinctes* y menciona la similitud faunística con la encontrada en San Pedro del Gallo, Durango (Burckhardt, 1912), lo que le permite asignar una edad de Oxfordiano tardío. Cantú-Chapa (1969, 1971) menciona que la Formación Tepexic, además de ser más antigua que la formación Santiago en algunas localidades, también representa un cambio lateral con dicha formación durante el Calloviano medio, esto último basándose en la similitud del contenido paleontológico entre las dos formaciones.

1.1.4.2. Formación Chipoco

Fue definida por Hermoso de la Torre y Martínez- Pérez (1972) La localidad tipo se encuentra en el área del tajo Tetzintla , ubicado a un costado del poblado de Chipoco. Como un conjunto de rocas sedimentarias dispuestas con una alternancia de calizas y lutitas calcáreas gris oscuro. La edad se le ha asignado a esta formación con base en *amonites Idoceras* y *Gloceras* que comprenden el Kimmeridgiano Temprano al Titoniano Temprano (Ochao-Camarillo, 1997).

1.1.4.3. Formación Pimienta

Definida por (Heim, A., 1926) en el Rancho Pimienta situado aproximadamente a 300 metros al Oeste de la carretera México – Laredo (Km 337 – 338), en territorio de San Luis Potosí. Consiste en caliza con textura “mudstones de colores claros, limpios o con poca arcilla, microforaminíferos planctónicos y lentes de pedernal; mudstones negros, recristalizados,

pardo oscuro; en ocasiones con abundante *Saccocoma* sp. En la parte media y caliza arcillosa y con radiolarios en la parte inferior. Esta formación subyace concordantemente a la Formación Chapulhuacán, al oriente de la plataforma Valles-San Luis Potosí y a la Formación El Abra. En el pozo Valle de Guadalupe (PEMEX), sobreyace concordantemente a la Formación Tamán. La edad de esta formación se determinó con base en su contenido de ammonites correspondiendo al Tithoniano y es correlacionable en el tiempo con las Formaciones La Casita y La Caja (Padilla y Sánchez, 1982).

Su ambiente de depósito es de plataforma sumergida inestable, de aguas tranquilas, claras y salinidad normal (Aguilera, 1972). Varía de Plataforma externa a cuenca, con baja energía (PEMEX, 1988, Salvador, 1991).

1.1.4.5. Formación Tlanchinol

Esta Formación fue nombrada por Robin y Bobier (1975) para las rocas volcánicas que afloran al lado de la carretera que va de Tlanchinol a Huejutla, Hidalgo. La localidad tipo no se encuentra definida, sin embargo, Suter (1990) menciona que las rocas que afloran a lo largo de la Carretera Federal 105, al norte de Tlanchinol pueden considerarse como la sección tipo. Ochoa-Camarillo (1996) menciona que en el Cerro Las Puentes, Hidalgo, esta unidad esta constituida por una serie de derrames basálticos intercalados con horizontes piroclásticos, tobas de caída aérea y algunos derrame andesíticos. El espesor reportado para esta unidad es muy variado; se han reportado derrames escalonados de aproximadamente 30 m de espesor al norte de Tlanchinol hasta llegar a un espesor máximo de 750 m observado en Tlanchinol y Quetzalongo. Esta unidad descansa sobre rocas precámbricas, sedimentos marinos jurásicos y cretácicos, con discordancias angular y erosional muy marcadas; mientras que Vergara-Martínez y Zárata-López (2001) reportan que descansa discordantemente sobre el Gneis Huiznopala y sobre las formaciones Huayacocotla, formaciones del Jurásico Superior y Tamaulipas indiferenciado, agregan además que subyace a las rocas de la Formación Atotonilco El Grande. Finalmente, Sánchez-Rojas y Rosales-Franco (2005) mencionan que la formación Tlanchinol es subyacida discordantemente por la Formación Chicontepec, en las poblaciones de Olotla y Tlamamala, Hidalgo. Ochoa-

Camarillo (1996, 1997) considera que los basaltos alcalinos de esta formación, fueron producidos por vulcanismo fisural de edad Mioceno Tardío (Ochoa Camarillo, 1997).

1.1.4.6. Formación Atotonilco El Grande

Esta Formación fue definida por Geyne y colaboradores (1963), se encuentra en la periferia del poblado de Atotonilco El Grande, Edo. De Hidalgo, La localidad tipo de esta formación se encuentra en la periferia del poblado Atotonilco el Grande, Estado de Hidalgo. Compuesta principalmente por capas de textura variable desde fangosita hasta conglomerado. En el área, la litología consta principalmente de una secuencia de vulcanismo bimodal de rocas volcánicas como basaltos, intercalados con tobas de composición riolítica, dacítica y andesítica; ya que se encuentran en el centro de lo que antes fue un volcán y en la parte del escarpe, en la parte baja se encuentran bloques de extensión lo que indica la simetría de un rift, de igual manera Robín (1975, 1982) considero estas tobas como ignimbritas. Y se estima que el espesor de esta Formación es mayor que 400 m, según los afloramientos de las inmediaciones de Molango, a la Formación Atotonilco El Grande se le asigna una edad Pliocénica.

1.1.2. Transgresiones en el área de Molango, Hidalgo.

Durante el liásico tuvo lugar la posible persistencia de los mares salobres del triásico en la porción central de la República, especialmente en los Estados de Hidalgo, partes ponientes de Veracruz y septentrional de Puebla. La porción inferior del Jurásico Temprano, (Formación Huayacocotla), es marina por el depósito de una incursión marina proveniente del Tethys, y se consideran posibles transgresiones y regresiones durante el Jurásico Temprano. La acumulación de estas secuencias tiene como predominio rocas continentales (Formación La Joya, Formación Nazas) por la evidencia de plantas en esta última como Otozamites, Ptilophyllum y Williamsonia, de un ambiente de costa. Como se observa en la

Figura 1 . Se consideran posibles transgresiones y regresiones durante el Jurásico Temprano en la mayor parte del terreno emergido de la República (López, 1981).

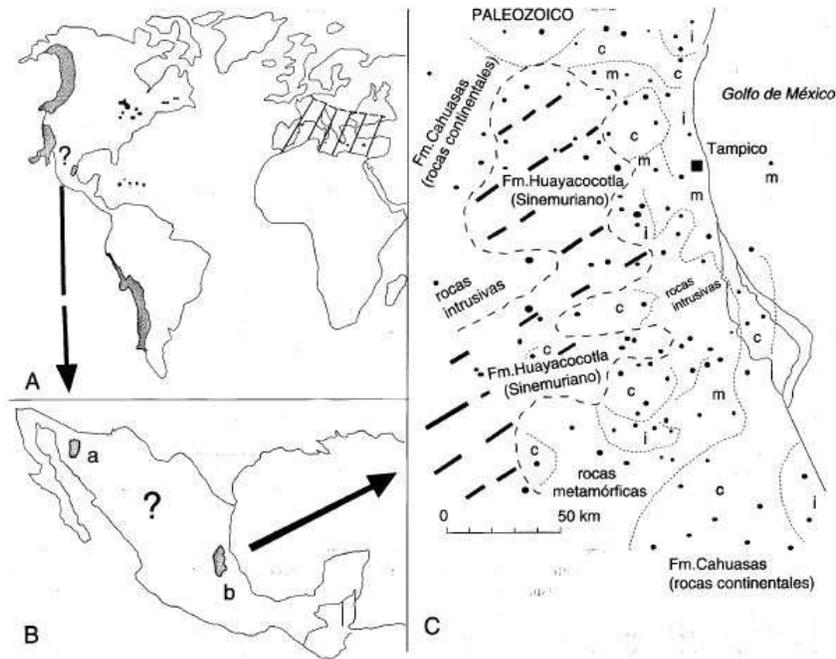


Figura 1. Transgresiones marinas del Jurásico en México modificado de Cantú-Chapa, 1969.

El Golfo de México durante el Jurásico Medio tuvo un abrupto cambio de espesor en su basamento, con acumulaciones de lechos rojos (Formación Cahuasas) progradantes de abanicos aluviales y con depósitos fluviales y lacustres del basamento del rift o sistema de grabens, donde inicio la etapa del comienzo del rompimiento de Pangea dando origen al Golfo de México generándose las placas de Norte América, la placa de América del sur la placa África (Padilla1982). Durante el Jurásico Medio existió una emersión del continente Mexicano, con evidencia de un levantamiento inicial desde el Jurásico Temprano (Formación La Joya, Formación La Boca) (Goldhammer, 1999), en las aguas poco profundas del golfo con condiciones de alta y baja energía se depositaron lechos de calcarenita y lutita (Formación Tepexic, Formación Santiago), la irregular disposición de los depósitos indican la existencia de islas y canales en el mar en la parte este-central de México durante el Caloviano. De acuerdo a Padilla y Sanchez (1982), el rompimiento y separación de Pangea propició la formación de pilares y fosas tectónicas. Una extensa transgresión que comenzó a

principios del Jurásico Tardío y culminó en el Cretácico Tardío provocó que el mar migrara hacia las áreas de grabens delimitando las islas y penínsulas que controlan los patrones de sedimentación. Mientras tanto en la parte central de México durante este intervalo de edades se depositó la formación Santiago constituida por caliza negra, microcristalina bien estratificada, de grano fino y lutita negra de ambiente de plataforma abierta (Cantú-Chapa, 1969).

La mayor transgresión, que quedó representada por facies de caliza negra con intercalaciones rítmicas de lutita negra, presenta nódulos, bandas y lentes de pedernal negro y gris. La Formación Chipoco se basa en amonites del género *Idoceras* y *Glochiceras*, la formación se deposita en un ambiente sedimentario, marino, somero de plataforma y la edad de la Formación Pimienta fue obtenida por el contenido faunístico que incluye especies como: *Calpionella alpina*, restos de equinodermos y tintínidos. De acuerdo a su fauna y litología, se infiere que se depositó en condiciones de plataforma con comunicación al mar abierto y un importante aporte de terrígenos finos, con cambio litológico hacia la cima que se explica por una variación en las condiciones batimétricas que corresponden a mares someros de baja energía (Nieto, 2010); las anteriores descripciones litológicas nos dan un panorama general de que la cuenca en la parte centro se encontraba invadida por las incursiones marinas propiciadas por la transgresión del Jurásico Tardío que prosigue hasta concluir en el Cretácico Temprano.

1.1.3. Marco tectónico

El marco de lo tectónico destaca el trabajo realizado por Maynard y Klein (1993) quienes construyeron un modelo de subsidencia; en efecto, en tres áreas diferentes sometidas a efectos de subsidencia Witwatersrand, Sudáfrica (Au), White Pine, Canadá (Cu), y Molango, México (Mn) estudian las cuencas sedimentarias como herramienta para fines de prospección de minerales, debido a que anteriormente esta técnica solo se había utilizado para ubicar petróleo y gas, los autores mencionados demostraron con base en estudios geocronológicos que las formaciones que afloran en los diferentes distritos mineralizados tienen alta eficacia para la búsqueda de minerales inorgánicos. En particular, en el área de Molango, describen que observaron una estructura en forma de cuenca con lineamientos controlados por fallas

distribuidos en toda la región, y calculan de extensión de 1.1m para el periodo inicial del Rift culminando hasta 1.3 m, y con radios de subsidencia de 50 m/my con lo cual comprueban un gran episodio de subsidencia diferencial que coincide en su base con la de mayor actividad tectónica en la base de la cuenca, y mencionan que la mineralización de manganeso se relaciona cuando recién empieza la subsidencia e inicia una incipiente incursión marina de naturaleza oxidante del golfo de México combinada con la presencia de manganeso disuelto en aguas reductoras de la cuenca. Lo anterior, es importante porque en este trabajo la etapa de subsidencia que los autores se refieren acompañada de mayor actividad tectónica corresponde a la Formación Huayacocotla en donde se emplaza la mineralización de un yacimiento sedimentario exhalativo (SEDEX) aquí estudiado. No obstante, es necesario precisar que existe ambigüedad en lo referente a que existen mínimo dos eventos de subsidencia y en el distrito de Molango es más preciso hablar de un efecto transgresivo que de subsidencia.

Entre tanto, Ochoa Camarillo (1997), describe tres eventos tectónicos principales del distrito manganesífero de Molango. Menciona una fase tectónica prelaramídica con dominio de esfuerzos de extensión, quien por medio del trabajo de campo cartografió varias fallas normales como evidencia de pilares y fosas tectónicas, y señala que solo afectaron a formaciones que abarcan hasta una edad del jurásico medio. Lo anterior, es importante porque la Formación Huayacocotla en donde se emplaza la mineralización aquí estudiada es de edad jurásico inferior, y corresponde a esta fase prelaramídica de extensión mencionada por este autor. Entre tanto, la fase Laramídica indica que las rocas sedimentarias jurásicas y cretácicas fueron plegadas durante el Cretácico superior hasta el Eoceno superior formando cabalgaduras de dirección NW-SE. Esta fase de compresión es importante porque se infiere que re movilizó los minerales en esta zona, y dejó expuesta la porción basal de la Formación Huayacocotla en donde se infiere se emplazó la mineralización SEDEX de metales base aquí estudiada. Y finalmente, en lo referente a la tectónica postlaramídica lo constituyen un sistema de fallas normales bajo el único criterio de caída de flanco alto que menciona este autor. Sin embargo dada esta ambigüedad, para propósito de este estudio es un vestigio muy importante porque demuestra que existió una reactivación de la tectónica por extensión y sirve para clasificar la megaestructura tectónica del área de Molango como un Rift.

1.1.4. Geología económica

Respecto a la geología económica Cerecedo Sáenz & Salinas Rodríguez (2009), efectuaron trabajos de prospección realizando la documentación en base a los yacimientos SEDEX de manganeso en la región de Chichapala, entre tanto, Okita(1992) quien realizó la descripción de yacimientos de manganeso del distrito manganesífero de Molango, clasificándolos como de tipo SEDEX, además, se realizó la prospección de yacimientos minerales corresponden a los de tipo lechos rojos de Cu-Ag, Cerecedo Sáenz y Cantú-Chapa (2004).

Cantagrell y Robin Claudel (1979), realizaron trabajos sobre las series volcánicas de la Sierra Madre Oriental enfocándose en su descripción y caracteres químicos, también, realizaron estudios sobre las fases de vulcanismo en la región de Tlanchinol, según datos paleomagnéticos y geoquímicos.

CAPITULO 2.

MARCO TEÓRICO

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1. Estructuras geológicas

La geología estructural es la rama de la geología que estudia las estructuras geológicas presentes en la corteza terrestre, ya sea de todo el planeta o de una determinada región.

En los estudios geológicos de esta naturaleza se realiza la identificación y análisis de las principales estructuras geológicas, y su reconocimiento, para luego realizar el mapeo de las estructuras tectónicas de un determinado sector (Watson, 1975).

Como parte fundamental de cualquier estudio de estructuras geológicas presentes en un yacimiento, se deben distinguir los tipos de estructuras que están presentes en la roca. El objetivo es identificar sus características e influencia en aspectos de seguridad tales como:

- La inestabilidad de un talúd o galería por presencia de una falla (en este caso se debería contemplar la posibilidad de fortificar).
- La tendencia estructural definida con un plegamiento.
- La secuencia de encendido para que las operaciones de tronadura sean más eficientes, al existir planos de discontinuidad ya formados.

Planos geológicos

La mayoría las rocas de la corteza terrestre muestran varios tipos de planos geológicos, los que se puede agrupar en dos grandes categorías:

- Folioaciones primarias: que son las estructuras que se originan antes de la litificación o formación de rocas. Por ejemplo: estratos, flujo magmático.
- Folioaciones secundarias: que son aquellas que se originan después de la litificación, ya sea debido a fuerzas tectónicas presentes en la corteza terrestre (por ejemplo, diaclasas, fallas, esquistosidades) u otras causas, como por ejemplo, grietas de enfriamiento y estructuras sedimentarias (grietas de resecaión). En varias regiones

- del mundo se encuentra más de una fase tectónica, lo que revela la formación de las rocas en diferentes momentos.

2.1.1. Tipos de estructuras geológicas

Las estructuras geológicas se crean en las rocas gracias a la ductilidad y fragilidad de la roca que se ven sometidas a distintos esfuerzos y se pueden clasificar de la siguiente manera (figura 2):

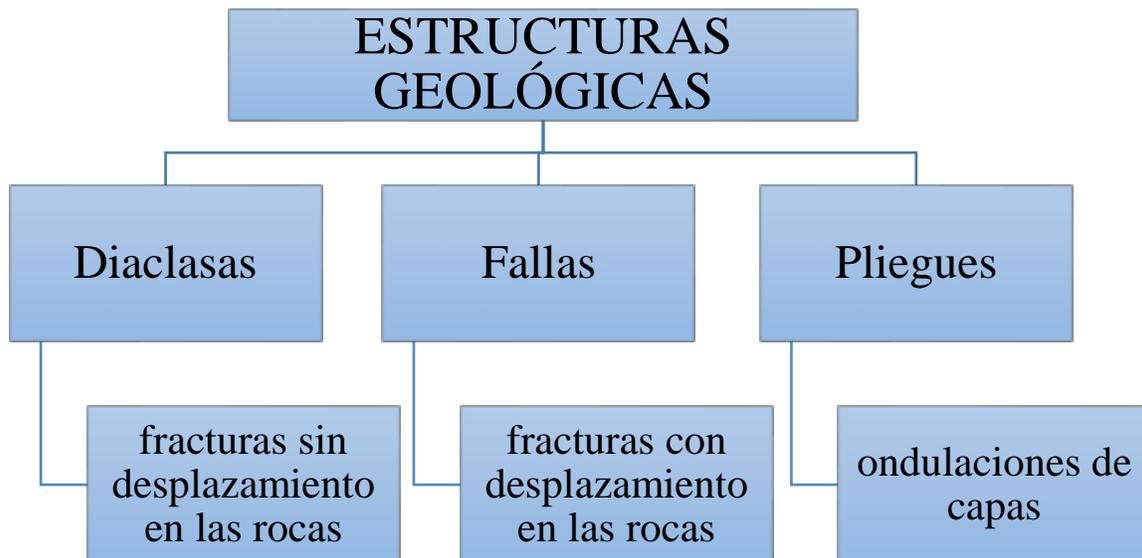


Figura 2. Tipos de estructuras geológicas.

2.1.1.1. Diaclasas

Las diaclasas, que quiere decir juntas, son fracturas en las rocas que no presentan desplazamiento transversal que sea detectable, sólo manifiestan un poco de movimiento extensional (Tarbuk, 2005).

2.1.1.1.1. Tipos de diaclasas

Las diaclasas corresponden a foliaciones secundarias, tanto de origen tectónico como no-tectónico, pero que no tienen desplazamientos. Entre ellas se distinguen:

- **Fisuras de enfriamiento:** las que se originan durante el enfriamiento de una roca magmática. Como el material caliente ocupa más espacio que la misma cantidad de materia fría, al enfriarse el magma, se producen fracturas por la diferencia de volumen que se produce.
- **Grietas de desecación:** Durante la desecación de un barro o lodo bajo condiciones atmosféricas determinadas (sequedad, alta temperatura, radiación solar), al evaporarse el agua o la humedad contenida en él, disminuye el espacio ocupado por el material húmedo y la superficie se rompe en polígonos.
- **Fisuras de tensión gravitacional (origen tectónico):** Sobre estratos inclinados se puede observar bajo algunas condiciones, un deslizamiento de las masas rocosas hacia abajo. Al comienzo de este fenómeno se abren grietas paralelas al talúd.

Las diaclasas son las fracturas más frecuentes y se presentan en todos los tipos de rocas, especialmente, al nivel de la superficie y también a grandes profundidades. Estas fracturas pueden tener dimensiones que se extienden desde algunos milímetros hasta unos pocos metros.

2.1.1.2. Fallas

La falla corresponde a la fractura que se presenta en las rocas a lo largo de las cuales ha tenido lugar un movimiento o desplazamiento. Este movimiento produce un plano o zona de falla, que pueden alcanzar un ancho que va desde milímetros hasta los cientos de metros (Belouso, 1979).

Los movimientos o desplazamientos (salto total) pueden ser pequeños (milímetros) o muy grandes llegando a alcanzar los cientos de kilómetros

2.1.1.2.1. Tipos de fallas

El movimiento en las fallas produce algunas estructuras o rocas especiales llamadas estrías, arrastres, brecha de falla, milonitas y diaclasas plumosas. Estas estructuras se pueden usar

como indicadores directos de fallas. Según la dirección del desplazamiento se pueden distinguir dos grandes grupos de fallas:

- **Fallas con desplazamiento vertical**

Son aquellas donde el movimiento es fundamentalmente paralelo al buzamiento o manteo de la superficie de falla. Este tipo de movimiento puede producir pequeños resaltes denominados escarpes de falla, producidos por desplazamientos generados por terremotos. Los movimientos verticales son fallas de ángulo, ya que el movimiento es a lo largo del manteo, hacia arriba o hacia abajo. Por el movimiento descendente del techo, las fallas con desplazamiento vertical acomodan el alargamiento o la extensión de la corteza. Las fallas con desplazamiento vertical a gran escala se asocian con estructuras denominadas montañas limitadas por fallas.

- **Fallas normales o gravitacionales**

Son aquellas fallas en las que el bloque de techo se desplaza hacia abajo en relación con el bloque de muro. (Bloque de techo es el más cercano a la persona, ver figura anterior).

Cuando la roca sobre el plano de falla -que es el plano formado por el movimiento relativo de bloques- se mueve hacia abajo en relación con las rocas del pie, se producen esfuerzos tensionales que separan la corteza y provocan un levantamiento, el cual induce a que la superficie se estire y quiebre.

Este fenómeno produce estructuras tales como:

- ✓ Graben o fosa tectónica: que es un bloque central limitado por fallas normales, que se hunde a medida que las placas se separan.
- ✓ Horst o macizo tectónico: que corresponden a estructuras levantadas, que limitan los valles alongados producidos por los graben.

- **Fallas inversas y cabalgamiento (o subescurrimiento)**

Son las fallas con desplazamiento vertical en las que el bloque de techo se mueve hacia arriba con respecto al bloque del muro, por lo que reflejan un acortamiento de la corteza.

Se denominan fallas inversas a las que tienen buzamientos superiores a 45° y cabalgamientos a aquellas cuyo buzamiento es menor a 45°.

Las fallas inversas de alto ángulo (casi 90°) suelen ser pequeñas en cuanto al desplazamiento (centímetros) y acomodan desplazamientos locales en regiones dominadas por otros tipos de fallas. Aparecen en entornos torsionales.

Los cabalgamientos existen en todas las escalas, con desplazamientos de milímetros, de unos pocos metros, hasta desplazamientos de decenas de kilómetros. Los cabalgamientos son resultado de fuertes esfuerzos compresivos. En esos ambientes, los bloques de corteza se desplazan uno hacia el otro, haciendo que el techo se mueva hacia arriba con respecto al muro. La formación de cabalgamientos es más pronunciada en zonas de subducción y otros bordes convergentes, donde las placas están colisionando. Las fuerzas compresivas producen pliegues y fallas y provocan un engrosamiento y acortamiento del material implicado.

En regiones montañosas, los cabalgamientos han desplazado los estratos hasta 50 km sobre las unidades de rocas adyacentes, por lo que los estratos más antiguos se superponen sobre las rocas más jóvenes. La línea irregular entre las rocas, marca el trazado de la falla. A veces queda un resto aislado de una lámina de cabalgamiento que fue dividido por las fuerzas erosivas del hielo y las aguas corrientes. A este bloque aislado se denomina klippe.

- **Fallas con desplazamiento horizontal**

También denominadas desgarres, son las fallas en las que el desplazamiento dominante es horizontal y paralelo a la dirección de la superficie de la falla.

Por su gran tamaño y naturaleza lineal, muchas de ellas tienen una traza visible a lo largo de una gran distancia. Consisten en una zona de fracturas aproximadamente paralelas, cuyo ancho puede ser superior a varios kilómetros.

El movimiento más reciente suele producirse a lo largo de una banda de pocos metros de ancho que puede cortar estructuras como los cauces de los ríos. Además, las rocas trituradas producidas durante la formación de la falla, son erosionadas con mayor facilidad, produciendo valles lineales o depresiones que marcan la ubicación de las fallas de deslizamiento horizontal.

2.1.1.3. Pliegues

Los pliegues son inflexiones o dislocaciones u ondulaciones, más o menos bruscas, que presentan las capas sedimentarias cuando son modificadas de su posición natural (la horizontal) por los agentes orogénicos. Estos agentes o fuerzas generan deformaciones plásticas y continuas tridimensionales, por lo que también se les llaman cuerpos geológicos.

Los pliegues suelen ser más habituales en rocas sedimentarias plásticas, como las volcánicas, aunque también se presentan en rocas metamórficas.

Teniendo el conocimiento necesario sobre la tectónica de una zona y las estructuras que se forman en consecuencia al tectonismo, así como, la relación con el acomodo estratigráfico, es elemental para poder discernir en qué tipo de ambiente se depositaron y litificaron los sedimentos.

2.1.1.4. Discordancias.

Los estratos pueden variar de aspecto entre sí, estas variaciones pueden ser de color, formas litológicas (tamaños de clastos) y contenido litológico, pueden ser concordantes cuando están superpuestos mediante una línea simple de sedimentación, reflejando un cambio en las condiciones de acumulación o una breve interrupción en el proceso de sedimentación.

Cuando la sedimentación se interrumpe durante un tiempo prolongado por erosión y otros fenómenos asociados, se produce una discordancia. Esto queda registrado en la columna

sedimentaria como una línea irregular de “no sedimentación” que separa dos estratos. Existen dos tipos de discordancia, angular y erosiva.

2.1.1.5. Estructuras geológicas de extensión.

Las rocas expuestas a esfuerzos de compresión, extensión y cizalle, responden deformándose y generando estructuras (llamadas secundarias, en oposición a las estructuras primarias o singenéticas, que son comunes en las rocas sedimentarias). La roca se deforma cuando se le aplica un esfuerzo que excede la resistencia del material.

La respuesta de la roca a los esfuerzos de compresión, extensión o cizalle (“stress”) será en función de la presión confinante, la temperatura, el tiempo de aplicación, los fluidos intra - poros y el tipo de roca. Las estructuras de extensión que nos serán útiles comprender se abordan en los siguientes puntos.

2.1.1.5.1. Alaucógeno.

Se le denomina así a una cuenca que se forma en el interior de una placa tectónica cuando se produce un proceso de apertura (rifting). Normalmente se origina a partir de una zona de junta triple (lugar de convergencia de tres placas), donde dos zonas de rift dan lugar a océanos con márgenes continentales pasivos, y la tercera zona se convierte en una fosa tectónica continental, formando el aulacógeno(Tarbuk,2005).

21.1.5.2.Rift.

Fosa tectónica de gran longitud limitada por fallas y generada por un adelgazamiento litosférico debido a la acción de esfuerzos distensivos horizontales. Puede ser continental u oceánico y presenta una gran actividad volcánica y sísmica; además, los rifts continentales son cuencas receptoras de sedimentos. Es la expresión geológica de los límites de placa divergentes.

2.2. Análisis de cuencas

Se llama análisis de cuencas al estudio integrado de las cuencas sedimentarias elaborado a partir de los rasgos estratigráficos de los materiales que constituyen el relleno de las mismas (junto con los datos tectónicos, petrológicos, geoquímicos, etc.). Con ello se pretende llegar a conocer la geometría, la génesis de cada cuenca sedimentaria y la localización espacial y temporal de cada una de las unidades estratigráficas que se pueden diferenciar en los materiales que las rellenan, así como los factores que controlaron su sedimentación.

Uno de los aspectos principales en el análisis de cuencas será la relación entre la Tectónica y la Sedimentación, ya que en buena parte la geometría de una cuenca sedimentaria está condicionada por los rasgos tectónicos del área. Esta relación se refiere tanto al inicio y final de su sedimentación, como al comportamiento tectónico de la cuenca durante la sedimentación.

La interpretación de las cuencas sedimentarias deformadas se hace por comparación con las cuencas no deformadas, pero realizando antes la reconstrucción palinspástica en la que se exprese la posición original relativa de cada una de las unidades paleogeográficas que la constituyan (Nichols, 2009).

En el análisis de dichas cuencas es importante disponer de una clasificación, con la consiguiente elaboración de modelos de los diferentes tipos, lo que facilitará la clasificación e interpretación de las cuencas reales del objeto de un estudio específico.

Finalmente el análisis de cuencas, aplicado a una cuenca concreta, incluye el conocimiento de la evolución paleogeográfica y paleoclimática de la misma, desde el momento que se individualizó como cuenca hasta cuando finalizó la sedimentación en la misma. El caso ideal de estudio de una cuenca sedimentaria sería aquel en el cual se pudieran elaborar mapas paleogeográficos para los diferentes intervalos de tiempo reconocibles en los materiales que constituyen su relleno sedimentario (Corrales et al. 1977).

La clasificación la figura 3 fue presentada por Vera (1994) y fue basada en las de diferentes autores previos, en especial en: Bally y Snelson (1980), Kingston et al. (1983), Miall (1984), Mitchell y Reading (1986), Klein (1987) y Einsele (1992).

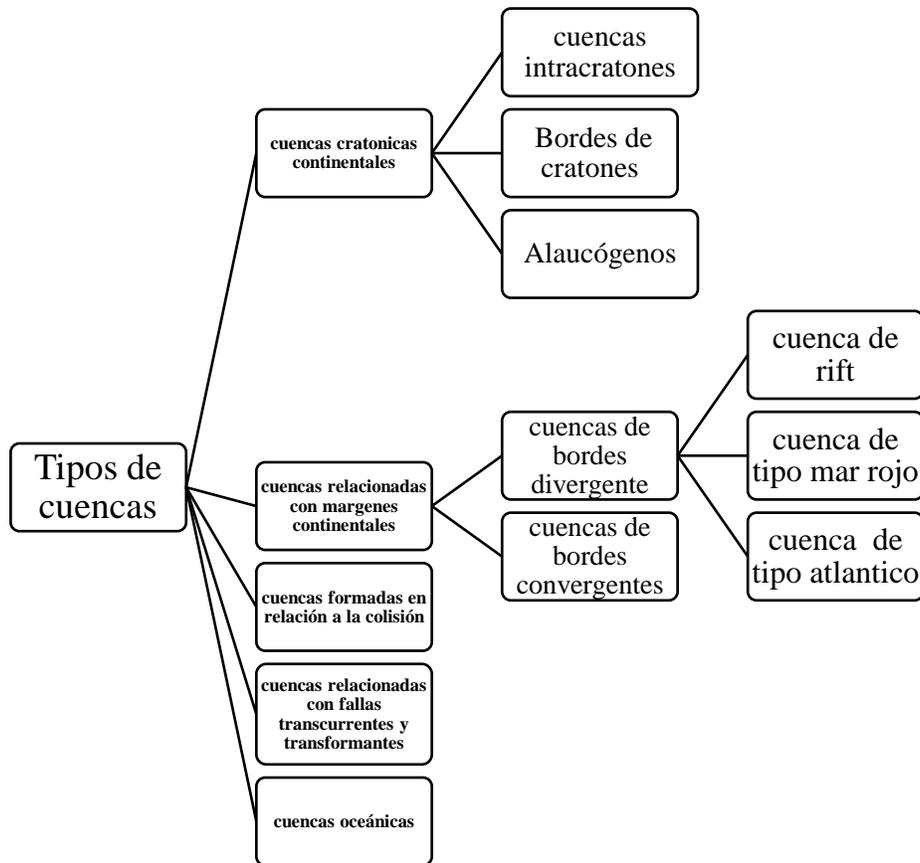


Figura 3. Clasificación de las cuencas sedimentarias modificado de Vera 1994.

La determinación de la cuenca es de gran importancia ya que da un panorama del ambiente en que las rocas se iban formando y por lo tanto una asociación mineral por la cuenca en la que depositaron, razón por la cual es se pueden realizar una relación cuenca/mineral/yacimiento y crear blancos de exploración para la prospección.

2.3. Minerales.

Un mineral es un sólido inorgánico de origen natural que posee una estructura interna ordenada y composición química bien definida que le proporciona un conjunto único de propiedades físicas. La mayoría de las rocas son agregadas y compuestos de varios minerales (Dana, 1997).

Un mineral posee la distribución ordenada característica del estado sólido. Cuando las condiciones son favorables, pueden estar limitados por caras planas y pulidas y adquirir formas geométricas regulares conocidas como cristales. La mayor parte de los cristalógrafos emplea hoy en día el término cristal para referirse a cualquier sólido con estructura interna ordenada, posea o no caras externas. Caras limítrofes y pulidas son, en general, solo un accidente del crecimiento y puesto que su destrucción no cambia en absoluto las propiedades fundamentales de un cristal, este empleo es razonable. Debemos, por tanto, trazar una definición más amplia de un cristal considerándolo como un sólido homogéneo que posee un orden interno tridimensional, que, bajo condiciones favorables, puede expresarse externamente por la formación de superficies planas y pulidas

Como en todas las ciencias naturales, es indispensable clasificar los minerales mediante un sistema que permita compararlos entre sí e identificarlos. Los criterios de esta clasificación han evolucionado al mismo tiempo que la mineralogía. Se han clasificado los minerales por su composición química y su estructura interna. Este sistema se ha adoptado universalmente y todas las grandes colecciones de minerales se han organizado a partir de él. Pero esta clasificación cristalóquímica presenta algunos inconvenientes. Es cierto que la mayor parte de los minerales tiene una composición química constante que puede detectarse en una muestra, pero algunos de ellos tienen una composición química variable, aunque conserven su estructura cristalina. En algunos minerales esta composición apenas varía; en otros de forma considerable. Los minerales que tienen en común la composición química, la estructura interna y las propiedades físicas forman las especies minerales. Los minerales que contienen una pequeña cantidad de otro elemento, o aquellos que teniendo la misma composición química y estructura cristalina difieren exteriormente de la especie considerada se denominan variedades (Hurlbut, 1960).

Todos los minerales conocidos están repartidos en clases y grupos en base a los criterios anteriormente expuestos. Se empieza primero por los elementos y se continúa con las combinaciones no orgánicas, desde las más sencillas a las más complejas. Las combinaciones orgánicas forman el último grupo.

La Clasificación mineral de acuerdo a Strunz (1970) divide los minerales en nueve clases (ver tabla I) sin embargo, estas clases a su vez se divide en subclases, grupos, subgrupos, especies y variedades (Duda y Rejl 1991).

Tabla I. Clasificación mineral de Strunz 1970.

Clasificación mineral	Nativos
	Sulfuros
	Halogenuros
	Óxidos e hidróxidos
	Fosfatos , arseniats y vanadatos
	Sulfatos
	Silicatos
	Minerales orgánicos
	Nitratos, carbonatos y boratos

2.3.1. Génesis mineral.

El magma se origina en la corteza terrestre o en el manto, y, bajo la influencia de fenómenos complejos (plegamientos, fracturas) logra llegar hasta capas superiores, donde se enfría y se solidifica lentamente. Durante su ascenso disuelve una parte de las rocas próximas, que modifican su carácter químico. El enfriamiento del magma provoca la separación de fluidos y materias sólidas y la diferenciación magmática. Esto significa que los minerales más ligeros permanecen en la parte superior de la masa que se está solidificando, y que los pesados descienden. Los primeros minerales que se diferencian, cristalizan en el magma formando cristales perfectamente desarrollados; los demás se adaptan después a los minerales que han cristalizado primero.

En el transcurso de la diferenciación magmática aparecen rocas de composición química y mineral diferentes. Así, hablaremos de rocas ultrabásicas (peridotita, piritita), ricas en MgO y FeO y pobres en SiO₂; formadas principalmente por olivino, piroxeno y anfíbol.

Las rocas básicas (gabro, basalto) contienen más SiO₂, Al₂O₃ y CaO y están formadas, entre otros, por feldespato, piroxeno y anfíbol. Las rocas ácidas (granito, riolita) son ricas en SiO₂, están enriquecidas en Na₂O y K₂O, pero son más pobres en CaO, FeO y MgO; estando formadas, en general, de cuarzo, feldespato, mica y, muy raramente, de piroxeno y anfíbol.

Durante la diferenciación magmática puede producirse una acumulación más marcada de algunos minerales útiles. De esta forma se originan, por ejemplo, los yacimientos de magnetita, ilmenita, cromita, pirrotina, calcopirita, platino, etc.

En el estadio final de la solidificación del magma, a menudo se produce la salida de silicatos en forma de cuerpos irregulares de lentejones y vetas de aspecto granuloso, las pegmatitas. Se forman en el interior de la masa magmática o en su periferia. A estas pegmatitas van unidos numerosos minerales de gran importancia económica. Forman parte de ellos los feldespatos, cuarzos y micas, que pueden alcanzar dimensiones considerables. También se encuentran minerales de litio, concentraciones de zircón, xenotima, monacita, casiterita, entre otros.

A veces los minerales se desprenden directamente de los gases y vapores muy calientes. Esta formación se llama neumatólica. Así se han formado, por ejemplo, la turmalina, el topacio, la wolframita.

Al principio del proceso de formación postmagmática, las disoluciones residuales del magma, enriquecidas con materias de bajo punto de fusión desempeñan el papel inicial. Estas disoluciones muy calientes, acompañadas de gases y vapores, se escapan por los bordes de la masa magmática y suben por las grietas de las rocas hacia la superficie. Al mismo tiempo se enfrían y originan nuevos minerales que recubren las paredes de las fracturas. Esta formación de minerales se llama hidrotermal. De esta forma puede originarse el cuarzo, la dolomía o la calcita. Cuando existen elementos de metales pesados en estas disoluciones, se forman filones metalíferos.

Si los gases y las disoluciones actúan al enfriarse sobre las rocas próximas, pueden formarse minerales por metasomatismo de contacto, como la vesubianita, la pirrotina, la magnetita, etc.

Si el magma llega hasta la superficie del suelo en el transcurso de una actividad volcánica, las condiciones de solidificación son muy diferentes de las que reinan en el interior de la Tierra. La lava se solidifica muy rápidamente, ya que sufre un enfriamiento brusco, un descenso de la presión y la desaparición de sustancias volátiles. Si el magma se solidifica en las proximidades de la superficie, primero cristaliza una parte en forma de protuberancia y el

testo lo hace después muy rápidamente formando pequeños cristales. Si llega hasta la superficie, el enfriamiento puede ser tan rápido que se forme una masa vítrea. Los gases pueden formar a veces, en el magma que se está solidificando, cavidades que se rellenan con diferentes minerales como calcita, cuarzo, calcedonia, etc. Del mismo modo, las emanaciones de gases en fumarolas y solfataras, dan origen a gran número de minerales, como azufre, sasolita, alunogeno, salmiac, etc. Las aguas termales volcánicas brotan en forma de fuentes minerales, en especial, de agua gaseosa (Duda y Rejl , 1991).

Los minerales y asociaciones minerales se forman de acuerdo al ambiente el que se encuentren, el conjunto de estas partes llegan a formar lugares de gran concentración de un mineral de importancia económica, convirtiéndose en yacimientos minerales de interés económico.

2.4. Yacimientos minerales.

Los procesos que llevan a la diferenciación de un magma o a la formación de una roca sedimentaria o metamórfica, implican en ocasiones transformaciones profundas químico-mineralógicas. Es durante el curso de esos procesos que algunos elementos o minerales pueden concentrarse selectivamente, muy por encima de sus valores "normales"(ver tabla II) para un tipo determinado de roca, dando origen a concentraciones "anómalas", a esto se le denomina "yacimientos minerales".

Tabla II. Distribución de elementos en la corteza terrestre de Goldschmidt (1954).

Rango	Elementos (%)
>10	O(46,6) Si 2(7,7)
1-10%	Al(1,8) Fe (5,0) Ca(3,6) K(2,6) Na (2,8) Mg(2,1)
0.1-1%	C,H,Mn,Ti

0.01-0.1%	Ba,Cl,Cr,Fl,Rb,S,Sr,V,Zr
10-100ppm	Cu,Cs,Co,Ga,La,Li,Nb,Ni,Pb,Sn,Th,Zn,Y
0.1-1ppm	As,B,Br,Cs,Hf,Mo,Sb,Ta,U,W,Lantánidos
0.01-0.1ppm	Bi,Cd,Y,In,Tl
0.01-0.1ppm	Ag,Pd,Se
0.001-0.01ppm	Au,Ir,Os,Pt,Re,Rh,Ru

Los yacimientos Minerales se forman durante los procesos de formación de las rocas, tanto ígneas, sedimentarias y metamórficas; hay depósitos minerales relacionados con procesos ígneos, conocidos como endógenos o magmáticos; otros relacionados con procesos sedimentarios y reciben el nombre de exógenos o sedimentogénicos y otros relacionados con procesos metamórficos que reciben el nombre de metamorfogénicos.

Los Yacimientos Minerales Endógenos están relacionados con procesos geoquímicos de las partes profundas de la corteza terrestre. Se ubican en zonas estructurales geológicas profundas. Estos depósitos se forman a partir de la energía interna de la tierra. A esta serie pertenecen los depósitos magmáticos que se forman al enfriarse los magmas en los cuales hay minerales valiosos; pegmatíticos formados a partir de soluciones residuales de origen magmático que efectúan un metasomatismo in situ o cercano a la fuente; carbonaticos grupo relacionado con intrusivos del tipo central de composición ultrabásica alcalina;

Skarns, depósitos formados por metasomatismo entre intrusivos silicatados y capas calcáreas; albita-greisen, depósitos formados en las partes apicales de intrusivos ácidos y alcalinos; hidrotermales, depósitos formados a partir de fluidos calientes gaso-líquidos; sulfuros masivos, formados a partir de procesos volcánicos relacionados con zonas eugeosinclínicas.

Los Yacimientos Minerales Exógenos están relacionados con procesos geoquímicos que se realizaron en el pasado o actualmente efectuándose sobre las zonas superficiales de la Tierra o cercanas a ella. Se forman por diferenciación química, bioquímica y en menor grado

mecánica de la materia mineral, condicionada por la energía externa de la Tierra, en este caso por el Sol. Se forman a partir de la descomposición de rocas o material preexistente, en algunos casos también por adición de material volcánico submarino o cercano a las costas.

En la zona de oxidación se realiza la alteración de rocas o depósitos preexistentes, lo que conduce a la formación de los llamados depósitos relacionados con el intemperismo. Durante el intemperismo físico y la destrucción mecánica de algunos cuerpos de antiguos yacimientos minerales, que contienen minerales estables químicamente o de dureza alta o de peso específico alto, se forman los llamados depósitos de placer o simplemente placeres. Por diferenciación de la materia mineral por procesos químicos, bioquímicos, mecánicos o vulcanogénicos, durante los procesos de acumulación de las capas sedimentarias, se forman los llamados depósitos sedimentarios.

Durante la reformación de las rocas bajo condiciones de temperatura y presión correspondientes a profundidades variables a partir de la superficie terrestre, se forman los depósitos metamorfogénicos. Bajo estas condiciones se pueden formar nuevos depósitos minerales metamórficos o reformación de antiguos depósitos, resultando los llamados depósitos metamorfizados.

En la naturaleza no existen fronteras tajantes para la formación de los depósitos minerales, por lo cual tendremos algunos depósitos que se ubicarán en dos grupos, los cuales se interpretarán como transicionales entre un grupo y otro.

Para cada grupo formacional de rocas, corresponde determinado grupo de depósitos minerales. Llamamos Formación o grupo formacional a un determinado complejo de rocas relacionadas paragenéticamente, ya sean de origen magmático, sedimentario o metamórfico y asociados con ellas a determinados grupos de depósitos minerales, todos condicionados por la unidad en su origen bajo determinadas condiciones litológicas y estructurales.

Se ha caracterizado la metalogenia de los tres estadios o etapas del desarrollo geosinclínico; temprana, media y tardía. La etapa temprana comprende desde la iniciación de la

sedimentación hasta las principales fases del plegamiento que conduce a la inversión del régimen geosinclinal. Se caracteriza por la existencia de profundos fallamientos que penetran hasta ambientes subcorticales por medio de los cuales asciende mucho material de magmas basálticos. A lo largo de los fallamientos activos se acumulan grandes paquetes de capas de origen tanto volcánosedimentario como sedimentario e intrusivos de composición básica y ultra básica. Con estos tres grupos de rocas, se relacionan determinados depósitos minerales.

Relacionados con rocas magmáticas tenemos los siguientes grupos formacionales: Rocas submarinas volcánicas espilitas-queratófiros y pórfidos, con los cuales tenemos asociados depósitos de sulfuros masivos tanto singenéticos como metasomáticos y depósitos transicionales asociados con rocas vulcano sedimentarias de cobre, zinc, plomo, así como óxidos de fierro y manganeso.

Rocas peridotíticas asociadas con depósitos magmáticos de cromitas y del grupo del platino (osmio e iridio). Rocas gabro-piroxenitas-dunitas asociadas con depósitos magmáticos de titanomagnetitas y otros elementos del grupo del platino (platino y paladio).

Rocas plagiogranitos-sienitas con los cuales es muy característico encontrar asociados depósitos de skarns con fierro y cobre.

Relacionados con rocas sedimentarias tenemos los siguientes grupos formacionales: Rocas carbonatadas asociadas con depósitos sedimentarios de limonitas, óxidos de manganeso, bauxitas, fosforitas y calizas dolomíticas.

Rocas chamosíticas con silicatos de fierro y manganeso. Rocas bituminosas con sulfuros de Fe, Cu, Zn, Mo, así como también óxidos de uranio y vanadio.

La etapa media comprende las principales fases del plegamiento y durante esta etapa se forman grandes batolitos graníticos: Con granitos y granodioritas tenemos asociados skarns con wolframio y también depósitos hidrotermales de Au, Cu, Mo, a veces Zn y Pb. Con

granitos muy ácidos y granitos alaskíticos con depósitos pegmatíticos y de albita-greisen con Sn, W, Ta, Li y Be.

La etapa tardía comprende la transición entre la zona móvil ya plegada y la zona convertida en cratón joven. Con rocas ígneas tenemos pequeños intrusivos y rocas volcánicas de la serie andesita-dacita-riolita. Los cuales están relacionados muchos depósitos hidrotermales plutonogénicos de polimetales, metales raros, radioactivos y metales nobles, así como skarns con Pb-Zn y W-Mo.

Con rocas volcánicas continentales de la serie andesita-dacita-riolitas los depósitos formados son hidrotermales volcanogénicos con Ag-Au, Sn, Pb, Zn y Cu (Vasallo, 2008).

2.4.1 Clasificación de los yacimientos minerales

Los yacimientos minerales son entidades que presentan grandes variaciones en su forma, tamaño, contenido mineral, valor económico y origen. En consecuencia, es difícil que encajen todos estos factores en un lugar propio y, según sea el factor predominante, será el tipo de clasificación empleada. En la sistematización de los yacimientos, han predominado las clasificaciones por forma y sustancia, las genéticas y últimamente las de tipos de yacimientos.

2.4.1.1. Clasificación por forma y sustancia

Las clasificaciones por forma y sustancia son las más sencillas, presentan interés para el minero y para el geólogo que calcula las reservas minerales de los yacimientos. Son bastante simples y no abarcan todos los conocimientos sobre los yacimientos. Una clasificación basándose en este concepto sería (Lunar, 1991):

- Yacimientos regulares: capas (carbón) y filones (fisuras, estratos, contacto, lenticulares).
- Yacimientos irregulares: stocks (masas irregulares con límites definidos) e impregnaciones (masas irregulares con límites indefinidos).

Cada categoría se define por las condiciones del medio en el tiempo y lugar de la deposición final. Los criterios pueden variar debido a la complejidad y variabilidad de los factores involucrados, los minerales que normalmente se forman en una zona también se forman en otros lugares, a presiones y temperaturas más altas o más bajas.

2.4.1.2. Clasificación genética

Las clasificaciones genéticas distinguen a los yacimientos por su origen similar al de las rocas, está basada en la identificación del proceso geológico que ha dado origen a la concentración de minerales. Las clasificaciones más empleadas serían las de Lindgren (1907,1913), Niggli (1988-1953), Schneiderhöhn (1931,1941) y Smirnov (1974,1976).

Lindgren (1907) introdujo un sistema de clasificación genética que considera bueno para su uso en campo. Las denotaciones de temperatura y presión en este esquema son a lo más, solamente aproximadas y sujetas a modificación constante.

Smirnov quien clasificó (1974,1976) a los yacimientos condicionándolos por su origen bajo determinados contextos litológicos y estructurales (tabla III). En su clasificación, a los depósitos minerales relacionados con procesos ígneos, se les nombra endógenos o magmáticos; los relacionados con procesos sedimentarios: exógenos o sedimentogénicos y, los relacionados con procesos metamórficos: metamorfogénicos.

Tabla III. Clasificación genética de los yacimientos minerales (Smirnov, 1976)

SERIE	GRUPO	CLASE
Endógena	Magma ^m gmat ^{icos} (polimetálicos)	Licuación
		Magmáticos tempranos
		Magmáticos tardíos
	Pegmat ^{íticos} (gemas, Li, Sn, tierras raras, W, F,	Pegmatitas simples
		Pegmatitas recristalizadas
		Pegmatitas metasomáticas

	cuarzo, feldespato, micas)	
	Carbonatitas	Magmáticas
		Metasomáticas
		Combinadas
	Skarn (scheelita, casiterita, fluorita, calcopirita, blenda, galena, magnetita, hematita)	Calcáreos
		Magnesianos
	Albita-Greisen	Albita
		Greisen (casiterita, wolframita)
	Hidrotermales (barita, fluorita, piritita, calcopirita, blenda, galena, cobre, grises, argentita, platas rojas, cinabrio, plata, oro, etc.)	Plutonogénicos
		Vulcanogénicos
		Amagmatogénicos (teletermales o estratiformes)
	Sulfuros masivos vulcanogénicos marinos (Pb, Zn, Cu).	Metasomáticos
		Vulcano-sedimentarios
SEDEX		
Combinados		
Exógena	Intemperismo	in situ
		Infiltrados
	Placer (oro, plata, platino, diamante, rubí, zafiro, casiterita, ilmenita,	Eluviales
		Deluviales

	rutilo, monacita, granate entre otros)	Proluviales
		Aluviales
		Laterales
		Glaciares
	Sedimentarios	Mecánicos
		Químicos (sales, yeso)
		Bioquímicos (carbón fosforitas)
Metamorfogénicos	Metamorfizados (grafito, asbesto)	Metamorfizados regionales
		Metamorfizados de contacto
	Metamórficos (granate, corindón)	

Para una veraz clasificación de un depósito mineral y su material rocoso asociado, se deberá disponer de información geológica suficiente que incluya estudios de metalogenia, geología histórica de la zona y, sobre todo, de núcleos de barrenación provenientes de un programa reciente de exploración aún, en localidades donde se disponga de suficiente información obtenida en exploraciones y estudios anteriores.

2.4.2. Yacimientos Sedimentarios Exhalativos.

De acuerdo a Melgarejo (1997) Todos estos depósitos se caracterizan por presentar morfología estratiforme , aunque en algunos casos se hallan asociadas a mineralizaciones filonianas que se interpretan como precipitados en los canales de emisión de fluidos hidrotermales. La mineralización estratiforme puede ser masiva o diseminada y, a menudo presenta texturas bandeadas. Puede encajar en rocas vulcanosedimentarias, series detríticas terrígenas o carbonatadas. En algunos casos, se aprecian evidencias de removilización de la mineralización por corrientes de fondo lo que ayudan a establecer su carácter sinsedimentario (Hedberg, 1976).

El conocimiento de la génesis de estos depósitos metalíferos se ha incrementado significativamente desde el descubrimiento en 1970 de las fuentes termales submarinas en las dorsales oceánicas conocidas en inglés como "black smokers" debido al color oscuro que adquieren las emanaciones en el agua marina debido a la precipitación microscópica de sulfuros producida por el contacto entre el fluido hidrotermal a temperaturas de 250° a 380°C y el agua fría del mar.

Los depósitos SEDEX contienen fluidos magmáticos del subsuelo marino, cámaras de magma y fluidos hidrotermales generadas por el calor de alguna cámara magmática de donde se obtienen en los sedimentos saturados en minerales hidrotermales. Este escenario es relevante en dorsales oceánicas y entornos arcos de islas y cadenas volcánicas donde los blacksmooockers se forman mediante la descarga de fluidos hidrotermales ver figura 4.

- Las salmueras se movilizan a través de grietas en el yacimiento estratigráficas hacia las fallas, enterrando los minerales formando las cuencas sedimentarias. Las salmueras se filtran hasta las fallas de delimitación de la cuenca y se liberan en el agua oceánica suprayacente.
- Los sitios trampa son zonas bajas o deprimidas de la topografía oceánica donde las, salmueras pesadas y calientes fluyen y se mezclan con el agua de mar más fría, haciendo que el metal disuelto y azufre en la salmuera precipiten de la solución como un sólido de metal sulfuro mineral, depositados como capas de sulfuro sedimento.

El depósito se forma por la acumulación de los sulfuros en el fondo marino, mismos que normalmente constituyen >60% del depósito, esto ocurre por:

1. Precipitación en el fondo marino.
2. Reemplazo metasomático desde abajo por los fluidos hidrotermales ascendentes.
3. Formación y colapso de chimeneas por las que se emiten los fluidos.

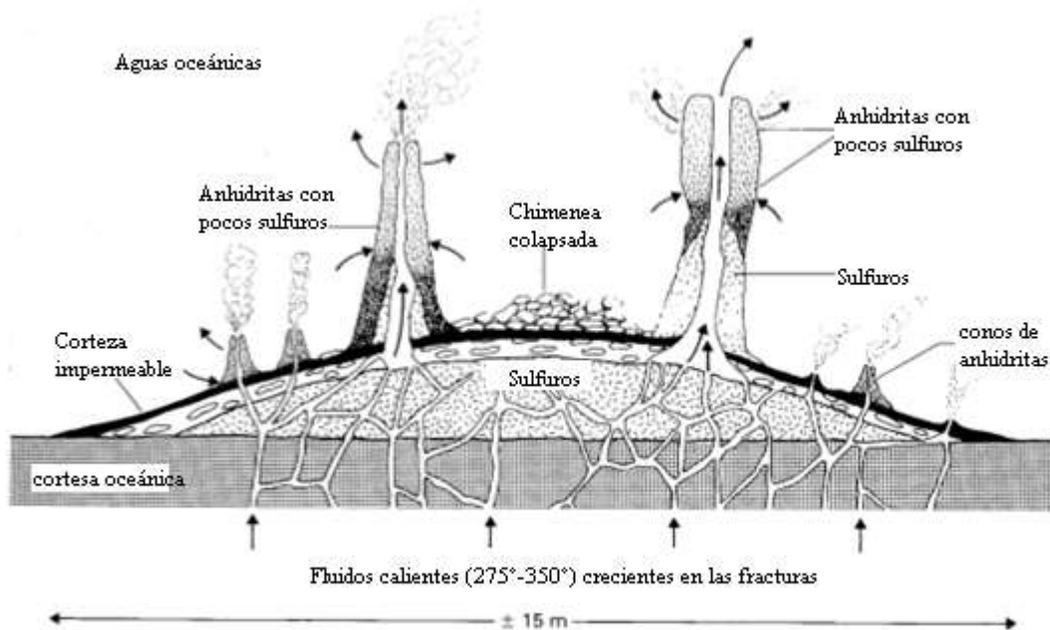


Figura 4. Acumulación de sulfuros en el fondo oceánico por exhalaciones hidrotermales involucrando precipitación, formación y colapso de chimeneas y reemplazo desde abajo modificado de (Maier 2004).

Los sedimentos exhalativos se originan a partir de la descarga de fluidos hidrotermales en la superficie de la corteza terrestre, ya sea en medios subaéreos o submarinos. Estos fluidos emitidos en la superficie son la manifestación externa de circuitos hidrotermales. En este tipo de depósitos se encuentran las mayores reservas de piritas y galena parte de Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Bi, Ba y otros metales (Maier 2004).

Mineralógicamente los depósitos tipo SEDEX, se dividen en:

Depósitos de metales base: es la categoría más común y aceptada. Son acumulaciones estratiformes de metales (Cu, Pb y Zn y, de forma subordinada, Ba, Ag, Au, Fe y Mn), en forma mayoritariamente sulfuros, aunque también de sulfatos y óxidos. Aparecen en cantidades muy variables, desde varios cientos de millones de toneladas a volúmenes subeconómicos (Jowet, 1986).

Depósitos de Sb-W-Hg: Se asocian generalmente a esquistos negros y al vulcanismo submarino ácido o básico.

Aunque la génesis de los depósitos de SEDEX puede tener variaciones la evolución general es la siguiente (figura 5):

Etapa 1: Precipitación de esfalerita, galena, pirita, tetraedrita, baritina con cantidades menores de calcopirita por mezcla de fluido a 200°C con agua de mar.

Etapa 2: Recristalización y aumento del tamaño del grano de minerales por efecto de circulación de fluido a 250°C, continúa la depositación de esfalerita, galena, etc.

Etapa 3: Influjos de soluciones ricas en Cu a 300°C, produciendo el reemplazo de la porción inferior (mena amarilla) y redepositación de minerales reemplazados más arriba.

Etapa 4: Circulación de fluidos calientes sub-saturados en Cu disolución de calcopirita y reemplazo por pirita en la base del depósito.

Etapa 5: Depositación de exhalitas de chert-hematita en torno al depósito (esto también ocurre en las etapas previas), mucho SiO₂ se deposita en el stockwork subyacente.

Etapa 6: Preservación por cubierta de lavas o sedimentos. Los depósitos que quedan expuestos a la acción marina se oxidan y se destruyen por acción de meteorización submarina transformándose en capas de "ocre" constituidas por cuarzo, goethita, illita, jarosita. Solo si los depósitos son cubiertos se evita la meteorización submarina y los depósitos pueden preservarse.

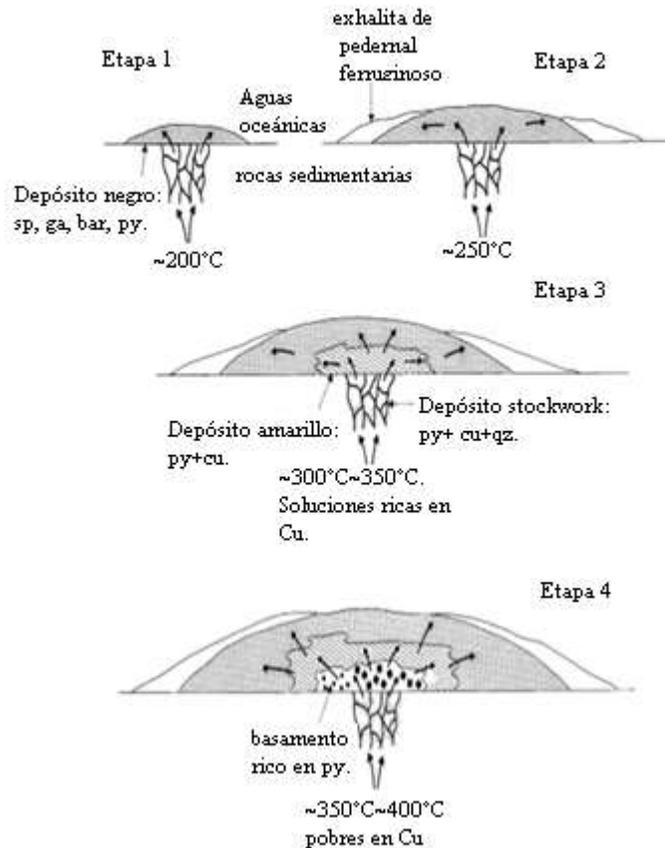


Figura 5. Etapas en la formación de depósitos SEDEX modificado de (Maier 2004).

La mineralización en los canales exhalativos adopta, generalmente, aspecto brechoide o morfología de stockwork y suele asociarse a una intensa alteración hidrotermal. En posición lateral a los depósitos exhalativos de minerales metálicos

La zonación de este tipo de yacimientos está dispuesta de distinta forma lo cual implica variaciones minerales, como galena y esfalerita. En horizontal la relación Pb/Zn es mayor en proximidad al centro de exhalación que disminuye hacia afuera. La mineralización de los canales exhalativos adopta, generalmente, aspecto brechoide o morfología en stockwork, y suele asociarse a ella una intensa alteración hidrotermal. En posición lateral a depósitos exhalativos de minerales metálicos es frecuente encontrar cuerpos estratiformes de tendencia monomineral, la mineralización se presenta a partir de precipitados de origen hidrotermal de ahí se les da el nombre de (exhalitas). Estas exhalitas toman su nombre en base a la

mineralogía principal ej. Turmalinitas, clorititas ,etc. Por su asociación con los niveles de minerales metálicos las exhalitas son utilizadas en la exploración estratégica y táctica Cooke et.al (2000).

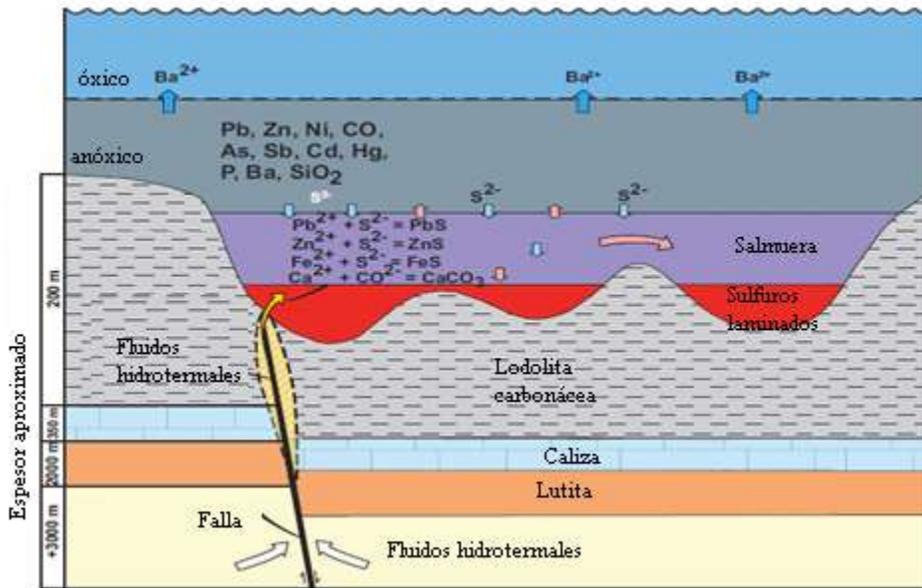


Figura 6. Modelo genético de un yacimiento SEDEX modificado de Goodfellow (2014).

Clasificación

Cooke et.al (2000) proponen una división de los depósitos estratiformes que alojan Pb y Zn (sedimentarios exhalativos) en base a la diferencias fundamentales de la química de las vetas de mineralización, en las cuencas sedimentarias y litología de los factores que controlan la diferencia química de los fluidos químicos (ver Tabla V) .

Ellos proponen dos tipos de depósitos que transportan Pb y Zn, uno oxidante y otro reductor. Los depósitos tipo McArthur precipitan en ambientes oxidantes (SO_4^{2-}) predominante.

Tabla IV. Características mineralógicas en Depósitos SEDEX de acuerdo a Cooke et.al (2000).

Resumen de las características geológicas de Depósitos SEDEX muestreados							
Distrito	Depositos	Edad (Ma)	Tonelaje (Mt)	Zn (%)	Pb (%)	Ag (g/t)	Cu (%)
Depositos tipo McArthur							
Cuencas McArthur (Australia)	HYC (rio McArthur)	1640	227	9.2	4.1	40	0.2
Cuenca Mount Isa (Australia)	Lady Loretta	1647	8.3	18.4	8.5	125	
	Century	1595	105	12.1	1.75	46	
	Mount Isa	1652	150	7	6	150	0.1
	Hilton	1652	120	10.2	5.5	100	
	George Fisher	1652	108	11.5	5.4	93	
	rio Dugald	1670	38	13.2	2.1	32	
Depositos tipo Selwyn							
Cuencas Selwyn	Tom (paso McMillans)	350	16	6	4	40	
	Jason (paso McMillans)	370	10.1	7.4	6.5	80	
	Cirque(Gataca)	370	33	8	2	57	No
	Paso Howards	435	55	5	2	9	No
	Faro(distrito Anvil)	510	60	5	4	32	
		350	146.1	15.5	4.3	77	
Cuencas Brooks Range Red Dog(Alaska)	Probable	50.6	19	5.3	99		
	[Posible]	72.9	13.6	3.7	65		
	(Inferido)		22.6	Similar			
Cuencas Rheinsh (Germany)	Meggen	370	60	10	1.3	14	0.2
Cuencas Belt-Purcell (Canada)	Sullivan	1430	170	5.5	5.8	59	

2.4.3. Prospección de un yacimiento geológico minero.

La Prospección es la etapa en la que se buscan minerales aprovechables en una zona determinada. Las técnicas que se usan son las basadas en estudios geológicos, o bien mediante técnicas basadas en geofísica, geoquímica, etc. En esta fase se determina anomalías del terreno que justifiquen estudios posteriores de mayor precisión (Marjoribanks, 2010).

El primer objetivo de la prospección es la localización de una anomalía geológica con propiedades de un depósito mineral, logrando el conocimiento general del área de interés para poder lograr reducción del área de investigación. En esta etapa en la que se desconoce el tamaño y el valor del depósito mineral encontrado.

La ejecución de las tareas de prospección (trabajos de campo y de laboratorios) está en manos de geólogos especialistas, que cuentan con la ayuda de la tecnología apropiada para cada caso, vehículos, equipos, instrumentos, laboratorios, etc.

De acuerdo a las técnicas que se utilicen para la prospección se clasifican en:

- Indirecta.- Se realiza mediante el uso de SIG (Sistemas de Información Geográfica), estudio de documentación existente, Estudio preliminar de yacimientos posibles y determinación de yacimientos.
- Directa.- Se realiza mediante la exploración de campo (in situ) y se registran resultados de ensayos y exploración mediante diferentes métodos existentes para tal fin.

De acuerdo a las características del yacimiento por el cual se está prospectando se utilizan diferentes técnicas. Por ejemplo, la prospección de minerales metalíferos; se realiza mediante la aplicación de métodos que engloba tanto la Geofísica como la Geoquímica. Minerales

industriales, rocas de aplicación y ornamentales la prospección cambia y se divide en dos una estratégica (estudio de documentación existente, reconocimiento, análisis y pruebas, interpretación de la información obtenida) y otra táctica (estudios de campo, muestreos, ejecución de trincheras, geofísica y perforaciones, pruebas y ensayos). Para el Agua subterráneas, se realiza mediante el estudio de la relación con la abundancia, exigencias de calidad del recurso y caudales requeridos; mediante la aplicación de métodos geológicos; métodos hidrológicos y métodos geofísicos de superficie.

2.4.3.1. Etapas para la prospección geológica:

La primera etapa corresponde a la prospección básica, en esta primera etapa se efectúa un reconocimiento general de un área extensa (decenas a cientos de kilómetros) con el fin de identificar algunas características favorables que puedan indicar la presencia de un yacimiento. En la prospección preliminar el geólogo estudia diferentes antecedentes y aplica técnicas específicas (mapas geológicos, imágenes de satélite, geofísica, etc.) para seleccionar las áreas donde desarrollar la exploración básica.

Seguidamente se realiza la prospección expeditiva de semidetalle una vez identificada el área, el equipo se dirige a terreno para registrar las características de las rocas (color, textura, estructura, presencia de minerales indicativos) y su ubicación, y para recoger muestras que permitirán determinar el contenido de los elementos interesantes en una explotación, tales como cobre, oro, hierro, molibdeno, etc. Esta información es relevante para tomar la decisión de seguir adelante con la exploración o descartar el área y comenzar en otra.

Una vez localizada el área de interés, se realizan con mayor detalle trabajos geofísicos tales como magnetometría, gravimetría, resistividad, etc. y trabajos geoquímicos como la obtención y análisis químicos de muestras de superficie, a esta etapa se le denomina Prospección intermedia o detallada.

Para finalizar se realiza la prospección avanzada, en esta etapa se determina con mayor precisión la forma y extensión del yacimiento y la calidad del mineral encontrado, es decir, la ley de mineral que corresponde al contenido del o de los elementos de interés. Las determinaciones de forma y ley de mineral se realizan mediante la perforación de más sondajes, distribuidos en una malla regular (cada 200 o 400 m, por ejemplo), los que atraviesan el mineral

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

CAPITULO 3. METODOLOGÍA

3.1. Método de trabajo

Para la prospección del yacimiento SEDEX de este trabajo se realizaron una serie de caminamientos donde se tomaron muestras y datos estratigráficos y tectónicos. Para conocer la afinidad tectónica, se analizaron las transgresiones marinas, el acomodo estratigráfico y la tectónica del área que nos proporcionaron las evidencias de acuerdo de los criterios de Jowett (1989) para delimitar que la zona de estudio se encuentra en una cuenca de extensión tipo rift antiguo.

Al hacer el análisis estratigráfico se observó que la movilización mineral de tipo SEDEX que yace durante el Jurásicos Inferior y se emplazó en la Formación Huayacocotla durante las transgresiones marinas ocasionadas durante la etapa de rifting.

Para reconocer las características mineralógicas se realizó una serie de análisis geoquímicos correlacionando los resultados con las zonas anteriormente cartografiadas por diversos autores, con lo cual se corrobore su ambiente y condiciones de formación. La geoquímica nos permite conocer mineralógicamente cada formación aquí estudiada lo cual nos permite conocer el ambiente y características de formación de cada una de ellas.

3.2. Localización y vías de acceso.

El municipio de Molango y sus alrededores forman parte del área de estudio, se encuentra ubicado en la parte septentrional del Estado de Hidalgo en 20°40' – 21°05' N y 98°33' – 98°50' W a una altitud de 1620msnm y está situado en el Anticlinorio de Huayacocotla, que forma parte del cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. La carretera federal 105 México-Huejutla de Reyes es la vía de acceso más importante al área de estudio que se encuentra en las inmediaciones del municipio de Molango.

El siguiente estudio enfatizó en las Formaciones del Jurásico Inferior; se encuentra distribuido en la porción central representado por lutitas y areniscas de la Formación Huayacocotla de edad Sinemuriano – Pliensbaquiano, el Jurásico Medio; representado por la

Formación Cahuasas aflora al sureste y hacia el sur oeste aflora la secuencia del jurásico superior con la Formación Chipoco.

De igual manera se consideraron las formaciones que coronan la secuencia sedimentaria de derrames de basalto de edad terciaria de la Formación Tlanchinol y rocas ígneas bimodales de plioceno de la formación Atotonilco El Grande.

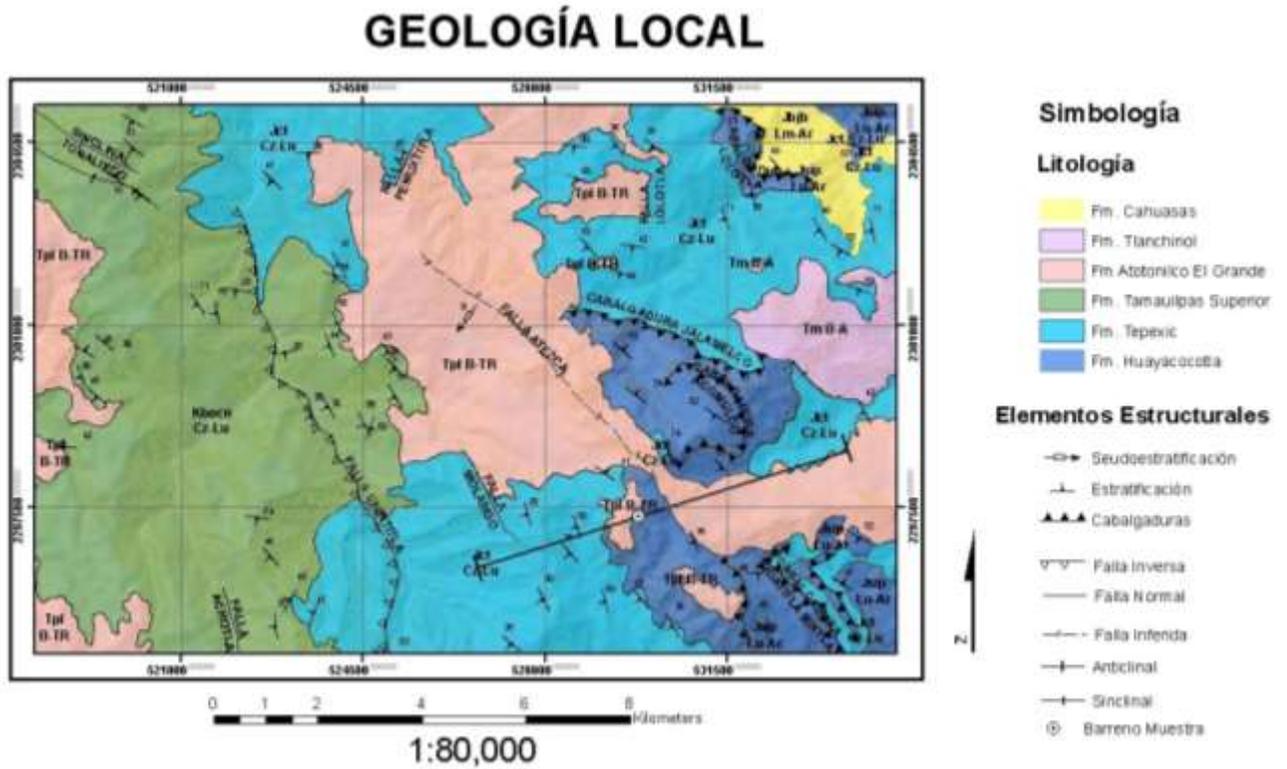


Figura 7. Mapa geológico de la zona de prospección.

3.3. Trabajo de campo

3.3.1. Formación Huayacocotla

3.3.1.1. Parada Huayacocotla estéril.

HUAYA 1 de la Formación Huayacocotla que se encuentra en las coordenadas $20^{\circ}44.644'$ y $W98^{\circ}42.566'$ a una altura de 1524 msnm y este afloramiento es de aproximadamente 15m metros de altura el cual está compuesto por lutitas rojas al intemperie y negras al fresco dispuesto en lajas, todo el afloramiento se encuentra altamente alterado, presenta zonas de milonitización por acción de las tectónicas e intemperismo por agentes adversos.

Cabe mencionar que este afloramiento no es de interés económico donde se encuentra la mineralización tipo SEDEX de la Formación Huayacocotla (figuras 8, 9 y 10).



Figura 8. Afloramiento de la Formación Huayacocotla miembro de lutitas.



Figura 9. Afloramiento de la Formación Huayacocotla con lutitas en lajas, martillo como escala de 30cm.



Figura 10. Lutitas en lajas de la formación Huayacocotla. (A) Lajas al fresco en color negro, moneda de cinco pesos mexicanos de escala 3cm, (B) Planos de las lutitas lapicero como escala de 10cm.

3.3.1.2. Parada Huayacocotla SEDEX.

Este afloramiento se encuentra en las coordenadas N20°45.983' y W 98°41.863' con una latitud de 1767msnm, esta porción de la Formación Huayacocotla se encuentra compuesta por estratos que van de espesores centimétricos a métricos de areniscas grises al fresco y ocre intemperizado y lutitas gris oscuro en estratos centimétricos. El afloramiento está claramente afectado por la tectónica de la zona, mostrando plegamientos abruptos y fallas que corren de N-S (figura 11).



Figura 11. (I) Afloramiento de la Formación Huayacocotla, (II) estratos de areniscas con lutitas, (III) muestra de mano de una lutita

La Formación Huayacocotla en esta zona se encuentra representada por el tercer miembro descrito por Imlay (1948) y de acuerdo a este estudio sus condiciones de tectónicas favorecen el emplazamiento de minerales característicos de un yacimiento tipo SEDEX. Evidencias morfológicas como el material silicificado del tipo stockwork y un contacto con fragmentos y pseudo estratificación vertical que muestran vestigios de fumarolas de tipo black smoochers, fósiles encontrados en el área, así como, evidencias mineralógicas como la aparición de jarosita y minerales diseminados como pirita fueron recabadas en campo, posteriormente se comprobaron con la geoquímica de las muestras recolectadas (figura 12).

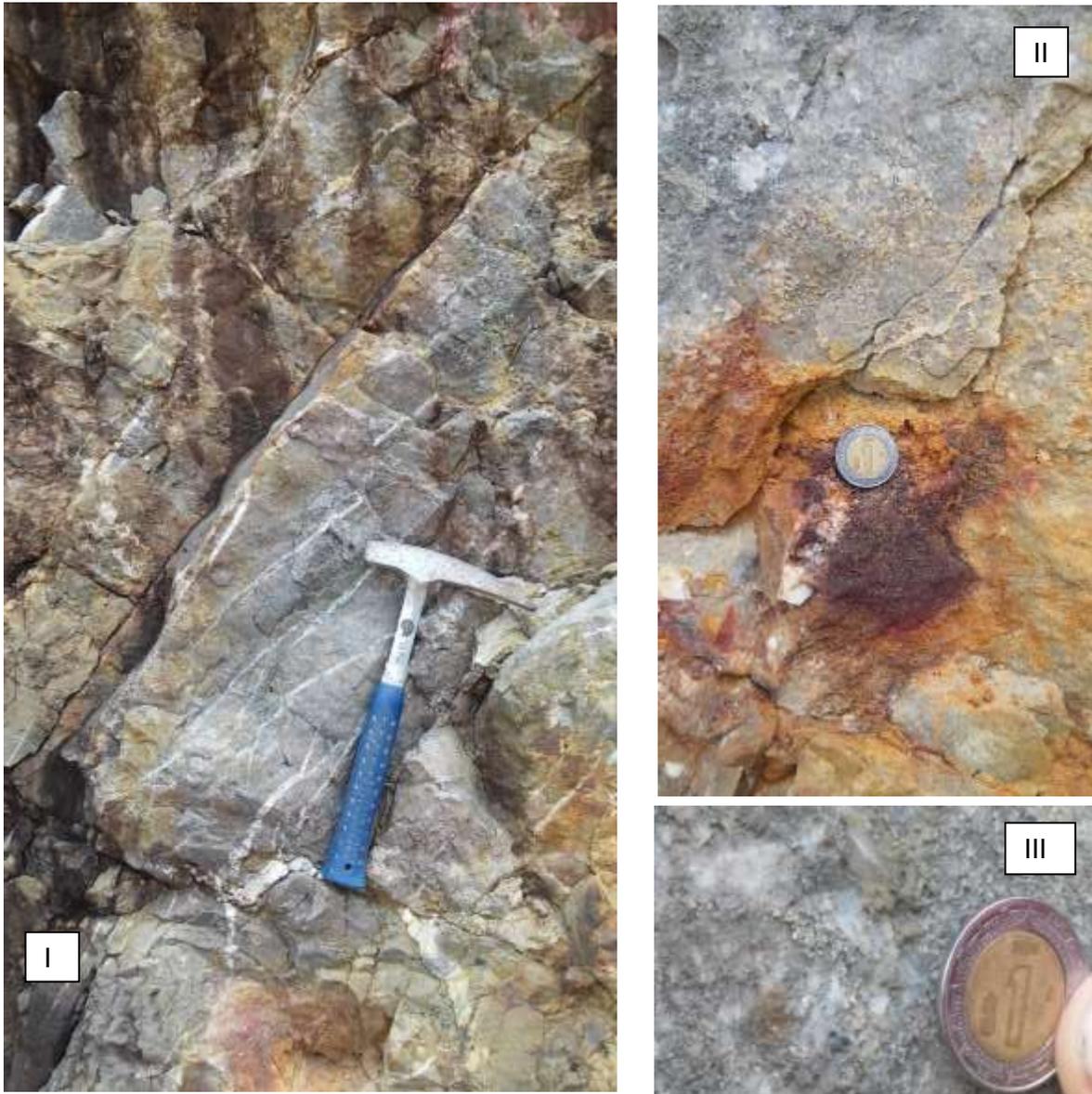


Figura 12. (I)Mineralización de tipo stockwork , (II) jarosita, (III) pirita diseminada.

En esta zona se realizó una perforación al diamante para obtener un núcleo de barreno como muestra para conocer el contenido mineralógico con potencial geológico minero (Figura 13).



Figura 13. Toma de muestra de Barrenación a diamante.

3.3.2. Formación Tepexic.

La Formación Tepexic está situada dentro de las coordenadas N 20° 444.977' W 98° 42.957' a 1530 msnm está compuesta por calcarenitas gris de estratos métricos. Esta formación representa el inicio de depósitos de carbonatos en el área, marcando el cambio de ambiente en la zona, por un ambiente oxidante, por estos motivos se puede decir que la Formación Tepexic representa la base de una secuencia marina (Figura 14).



Figura 14. Afloramiento de la Formación Tepexic, persona de escala 1.62m de escala.

3.3.3 Formación Santiago.

La formación Santiago se encuentra en las coordenadas N $20^{\circ}46.697'$ y W $98^{\circ}43.563'$ a 1767msnm, está compuesta por lutitas grises. Esta formación presenta contenido fosilífero.



Figura 15. Afloramiento de la Formación Santiago, persona de escala de 1.65m, (II) lutitas de la Formación Santiago martillo de 30cm.

3.3.4. Formación Pimienta

La Formación pimienta se encuentra dentro de las coordenadas N 20°42.983' y W 98°42.190' a 1731msnm. Se compone de una secuencia litológica de estratos centimétricos de calizas de color gris intemperizadas y color negro al fresco intercalados con lutita carbonosa, vetas de calcita y nódulos de pedernal. Se ve afectada por una serie de fallas y pliegues que la atraviesan debido a esfuerzos causados por la apertura del golfo de México y la compresión de la orogenia Laramide. Esta formación contiene característicos pliegues de arrastre de tipo Chevrón (Figura 16).

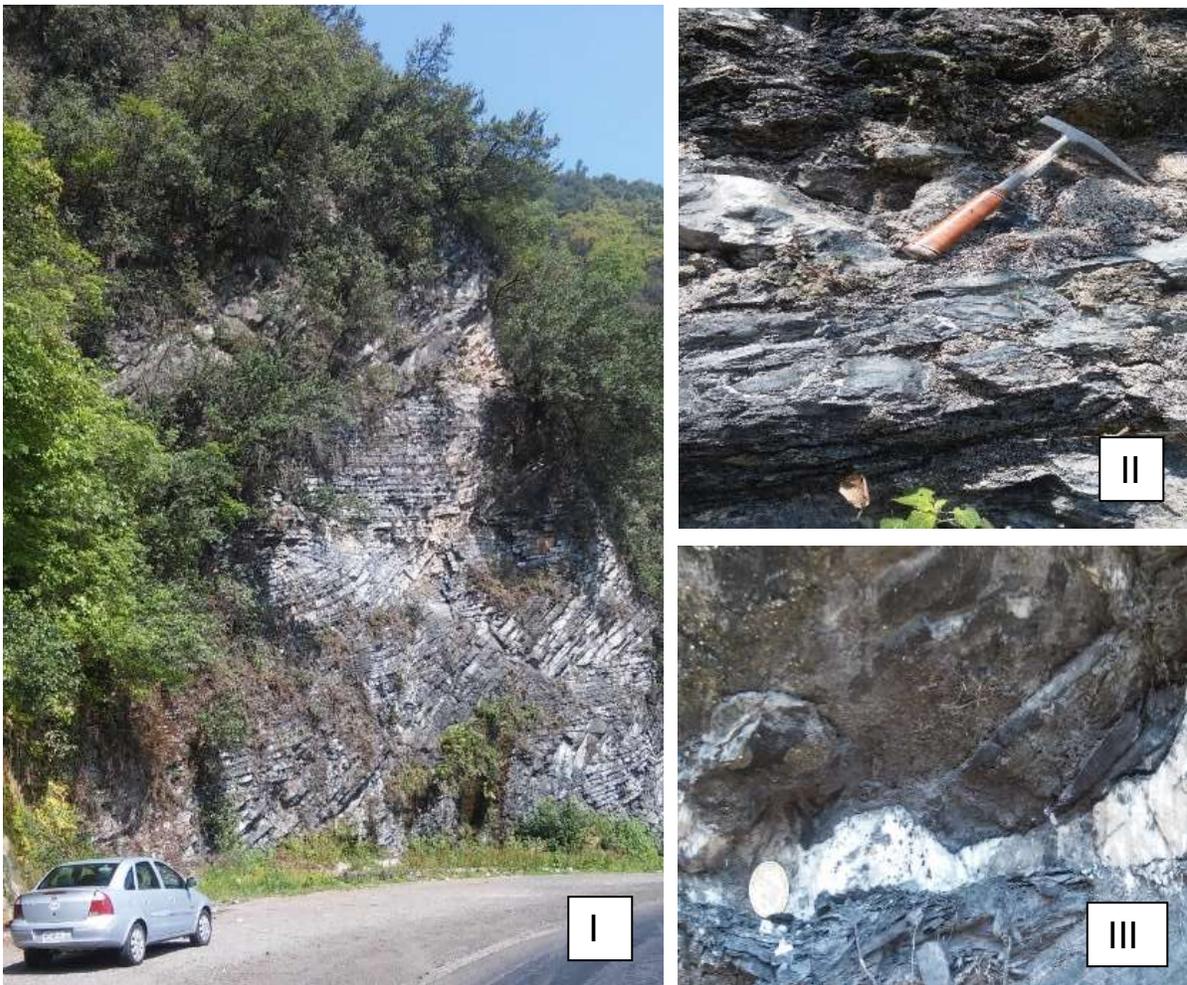


Figura 16. Fotografía panorámica de afloramiento de la Formación Pimienta, (II) Fotografía acercamiento de calizas negras y lutitas carbonosas de la formación, martillo de 30cm y (III) veta de calcita, moneda de cincuenta centavos mexicanos.

A lo largo de la formación se puede observar una serie de pliegues de tipo chevron y una secuencia de fallas alineadas al NW. Se realizó la medición de dos fallas del afloramiento, obteniendo los siguientes datos: falla 1 tiene un rumbo de 20°NW y un echado de 18°SE mientras que la falla 2 tiene un rumbo de 60°NW y un echado de 20°SE (figura 17).

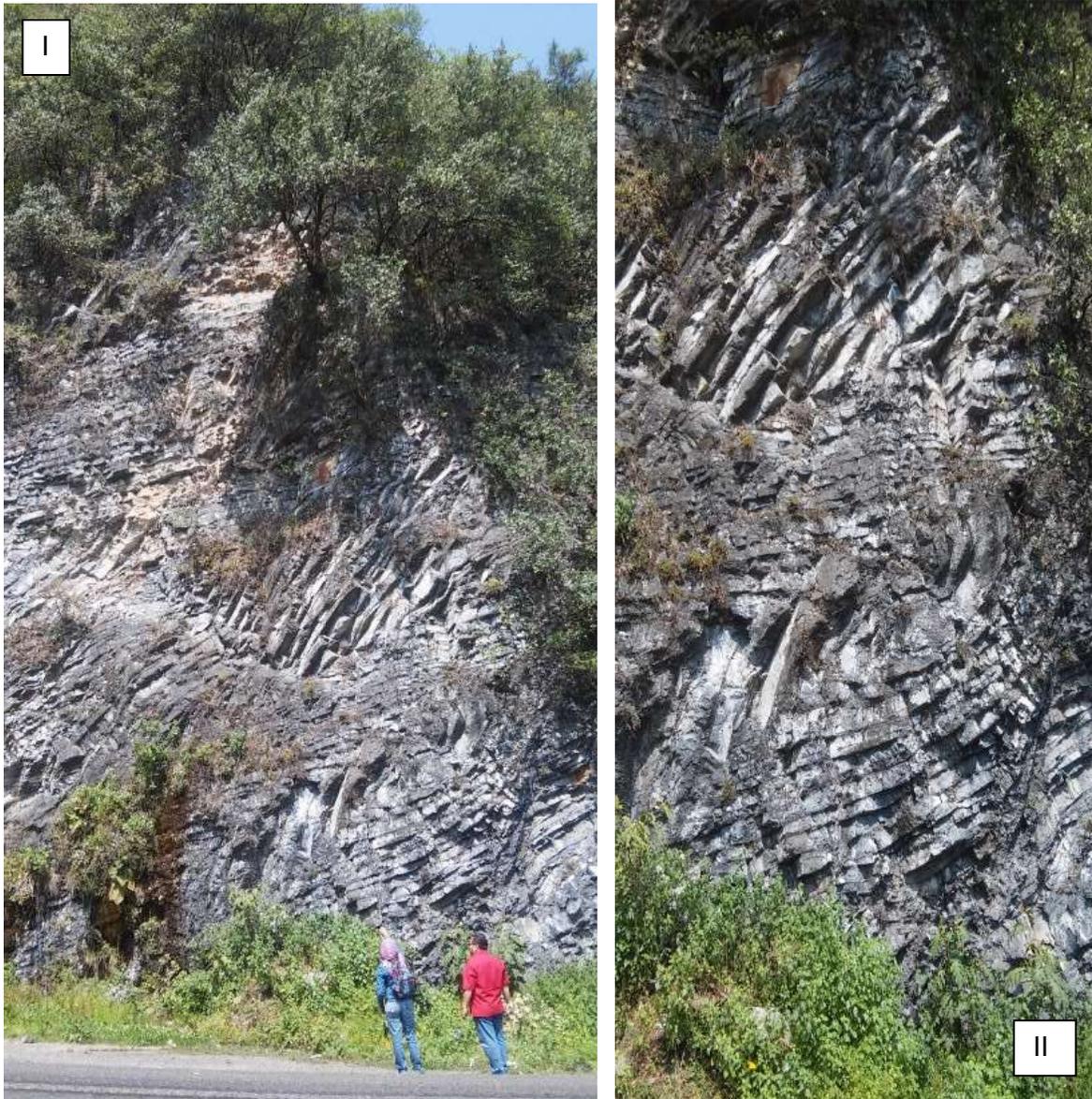


Figura 17.(I) Fotografía panorámica de los pliegues tipo chevron de la Formación Pimienta, (II) Fotografía a detalle de los pliegues chevron.

3.3.5. Formación Chipoco.

La Formación Chipoco se encuentra en las coordenadas N20°43.539' y W 98°42.982' y está conformada de estratos que van de centimétricos a decimétricos de calizas manganesíferas de color negro y rojizo opaco cuando están intemperizadas y negro a morado intenso al fresco, en esta formación se encuentran emplazados minerales de manganeso como la rodocrosita, kutnaurita y pirolusita. Algunos autores la consideran como la formación que marca la apertura del Golfo de México.

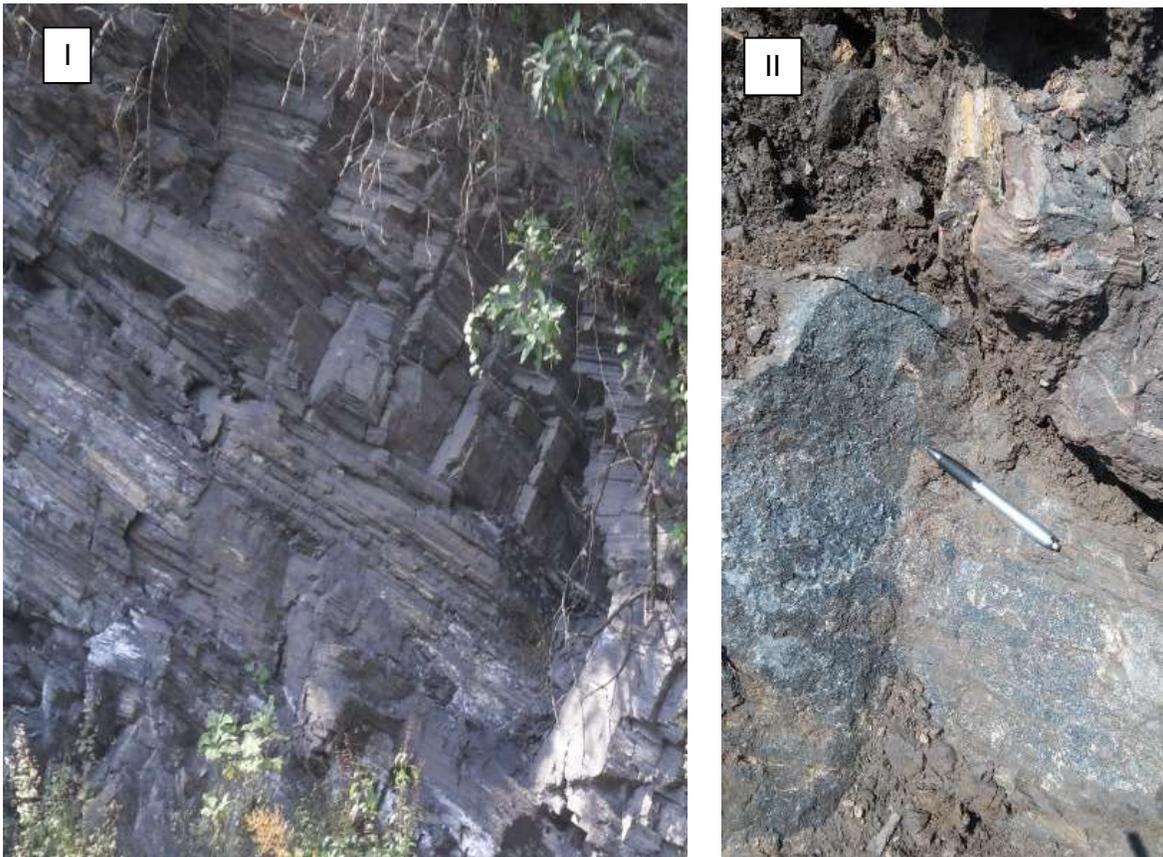


Figura 18. (I) Afloramiento de la Formación Chipoco, (II) caliza manganesífera, lapicero de 10cm.

3.3.6. Formación Tlanchinol

La Formación Tlanchinol está compuesta de basaltos masivos de color rojizo en muestra intemperizada y negros al fresco.

Son de gran interés para este estudio debido a que las rocas ígneas de carácter bimodal representan uno de los parámetros de Jowett (1986) que son útiles para la identificación de un rift antiguo.



Figura 19. (I) Afloramiento de Formación Tlanchinol, (II) basaltos masivos, martillo de escala 30cm aproximadamente.

3.3.7. Formación Atotonilco el grande

La primera recopilación de datos se realizó en las coordenadas N 20° 20'11.2'' y W 98°42'24.9'' con una altura de 2006 msnm en el área de San José, Hidalgo, en un afloramiento de la Formación Atotonilco El Grande; El afloramiento presenta gran cantidad de caliche en las fracturas, esto es una evidencia de movimientos tectónicos recientes que quizá no representan más de 10,000 años. Así mismo, se han observado minerales de sulfato de calcio y posiblemente jarosita. Algunas muestras de mano contienen minerales oscuros, lo anterior es importante en el caso de los sulfatos por que indican un pH extremadamente ácido, aproximadamente de pH 1.2 durante su formación. Es importante mencionar la altura del nivel del mar durante la formación de tales calizas, que es 2006 m, ya que se infiere que esa formación aflora a 756 m más bajo según datos colectados en campo.

La siguiente fotografía , la cual, denominamos A, muestra el afloramiento en el que se observan fracturas que tienen un rumbo NW-SE y el lineamiento preferencial de las estructuras N-S, en él se afloramiento presenta alteración propilitica en la fractura y alteraciones diagenéticas de clorita, así mismo en el afloramiento mencionado se observan diferentes niveles de depósitos: I) en la base se encuentran depósitos interdigitados de caliza con estilolitos de calcita paralelos a la estratificación, y en el mismo nivel se encuentran clastos mal clasificados y depósitos de talud. II) presenta más alteración hidrotermal en la cual comienza la distribución de clorita. III) la distribución de clastos es más homogénea y tiene una mejor distribución de la clorita. IV) En esta zona la temperatura al momento de la formación fue más alta, por lo que la alteración propilítica es abundante.

Se tomaron fotografías de tres secciones del afloramiento, en las cuales se observaron las alteraciones características de las diferentes etapas. La fotografía B muestra clastos mal clasificados de aproximadamente 2 cm, se encuentra en el nivel IV del afloramiento. La fotografía C es una imagen a semidetalle donde se observa alteración diagenética y alteración en las arcillas por hidrotermalismo, que da lugar a la producción de clorita, la cual se observa mejor en el nivel III. Por ultimo en la imagen D, se observa caliza con estilolitos paralelos a la estratificación que se presentan en el nivel I.

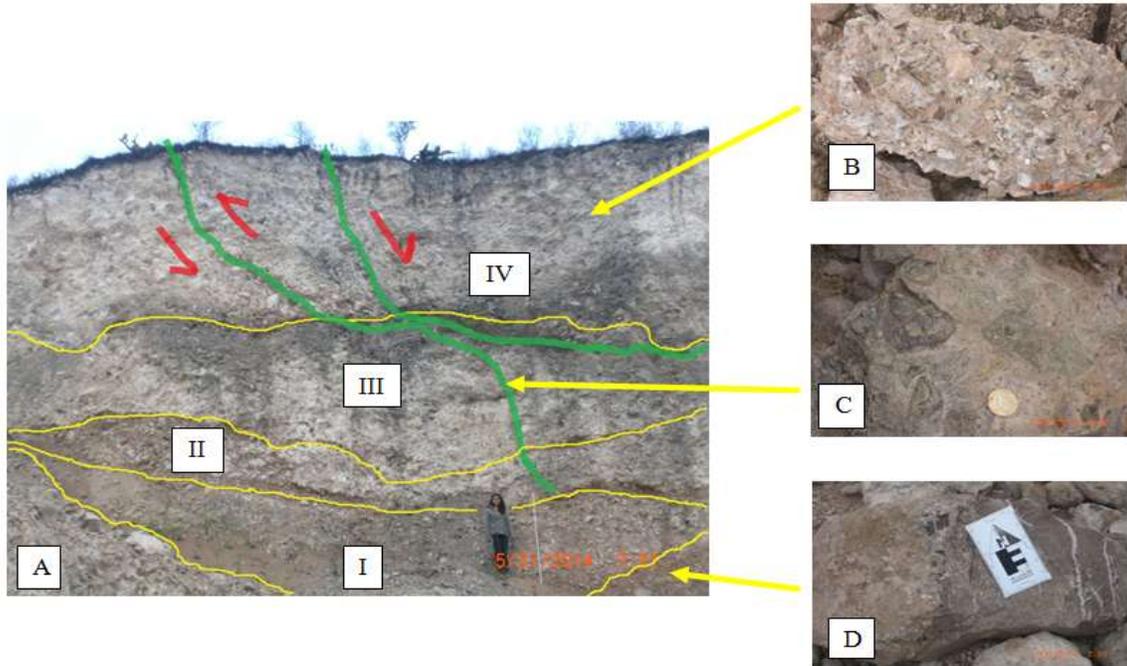


Figura 20. (A) Afloramiento de la Formación Atotonilco El Grande, (B) Imagen a semidetalle de la parte IV del afloramiento, (C) Imagen a semidetalle representativa del hidrotermalismo y alteraciones diagenéticas, (D) Imagen a semidetalle caliza con estilolitos.

3.3.8. Cerro Colorado

La segunda parada con fines de recopilación de datos se realizó en la localidad de Cerro Colorado, Hidalgo, en las coordenadas N 20° 24' 29.4 y W 98°41'43.4'' con una altura de 1872 msnm.

Se observaron diversas características que serán descritas a continuación. La imagen E muestra un afloramiento que presenta focos de eyección (I), riolitas pseudoestratificadas (II), las diaclasas y fracturas que tienen dirección NW-SE (III), los lineamientos tienen una dirección N-S. Entre tanto, la zona de escarpe tiene una inclinación de 82° y cabe mencionar que se tienen depósitos de talud de aproximadamente 1.50 m. Posteriormente se describe de forma más detallada cada uno de los elementos anteriormente mencionados, la imagen F corresponde a foco de eyección, se utilizó la pica como escala. Se observa una mezcla de volutas, material volcánico y riolita, el material fluidal forma un halo con una hemicircunferencia de 7 m y un espesor de halo de 10 cm de riolita. Cabe mencionar que en

este afloramiento se observa un indicador de gradiente térmico diferencial y se observa el espesor del halo de 10 cm.

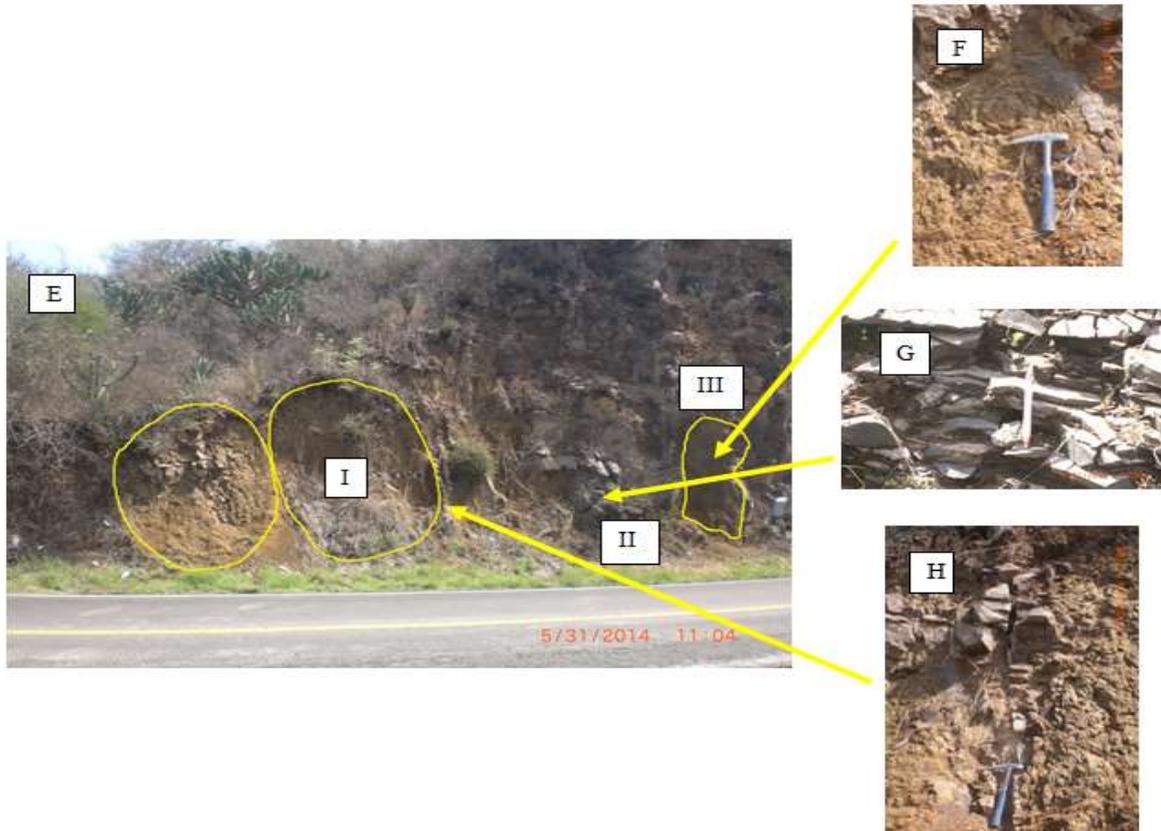


Figura 21. (E) Imagen general del afloramiento de la localidad Cerro Colorado, (F) estructura de foco de eyección, (G) Riolitas diaclasadas en la periferia del foco de eyección martillo como escala de 30cm, lápiz como escala 10cm.

3.3.9. Paso de León

La localidad de Paso de León se localiza en las coordenadas N 20° 25'56.4'' y W 98°41'06.2'' en una altura de 1737 msnm. En este afloramiento se obtuvieron muestras de mano donde se observaron indicadores cinemáticos de deslizamiento (estrías). El afloramiento se ve dividido en tres niveles; el nivel I se trata del frente de cornisa o bien escarpe, el nivel II está conformado por depósitos de talud y el nivel III está constituido por una distribución de roca volcánica, Tezontle con minerales de Irínzita.



Figura 22. Afloramiento volcánico Paso de León.

3.3.10. Acalome.

En esta localidad se observa el contacto tectónico abrupto, en ella se indican con las flechas la dirección de los esfuerzos de compresión que hacen parecer una cabalgadura en donde las rocas de edad Cretácicas Superior subyacen al Terciario. De igual manera se observan una brecha tectónica de calcita que muestra intercrecimiento de calcitas, el contacto se encuentra milonitizado, a su vez contiene fragmentos finos de material que fue resultado de una metamorfización de bajo grado.

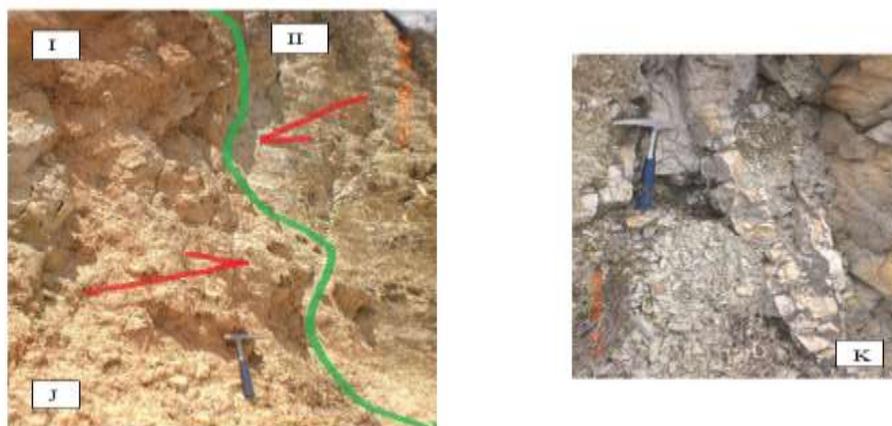


Figura 23. . (J) Imagen contacto tectónico I rocas Cretácicas Superior, II rocas del Terciario, (K) brecha tectónica de calcita.

3.3.11. San Agustín Metztitlan1.

En esta localidad La Formación Atotonilco el Grande está compuesta por basaltos columnares de color gris y tonos rojizos, estas miden aproximadamente 20 m de altura.



Figura 24. Basaltos columnares de la Formación Atotonilco El Grande..

3.3.12. El Banco

En la localidad el banco se encuentra un afloramiento que en la base está compuesto por vidrio volcánico perlita y se encuentra coronada por derrames de roлита.



Figura 25. Afloramiento de origen volcánico.

3.4 Toma de muestras.

Para localizar el cuerpo mineralizado se requiere un espaciamiento relativamente estrecho, usualmente entre 1 y 100m. Debido a los altos costos relacionados con un espaciamiento estrecho se emplea los estudios geoquímicos detallados áreas limitadas de interés particular seleccionadas en base de los antecedentes geoquímicos, geológicos y geofísicos disponibles.

El muestreo de rocas está enfocado en la detección de anomalías de alteración mineralógica. Por lo cual se realizó la recopilación de muestras en campo de diferentes Formaciones geológicas tomando en cuenta el contexto geológico que las rodea y su interrelación con fenómenos transgresivos y etapas de rift. En la tabla se describe el número de muestra, posición geográfica, formación geológica a la que pertenece, litología vista en campo y que tipo de muestreo se llevó a cabo (ver tabla V y figura 26).

Tabla V. Tabla de toma de muestras en campo.

Muestra	Coordenadas	Altitud	Formación	Litología	muestreo
M1	N 20° 44.977' W 98° 42.957'	1530 msnm	Fm. Huayacocotla	Areniscas con stockwork de sílice y diseminados de pirita.	Compósito de barrenación a diamante.
M2 GRIS	N20°45.983' W 98°41.863'	1767msn m	Fm. Huayacocotla	Lutitas y areniscas con stockwork de sílice y diseminados de pirita.	Muestra fresca de mano
M2 ROJO	N20°45.983' W 98°41.863'	1767msn m	Fm. Huayacocotla	lutitas y areniscas de color ocre	Muestra fresca de mano
M3	N20°45.983' W 98°41.863'	1767msn m	Fm. Tepexic	Calcarenitas de color gris	Muestra fresca de mano
M4	s/d	s/d	Fm.Cahuasas	Arenisca y limolita de color rojo	Muestra fresca de mano
M5	N 20° 20'11.2'' W 98°42'24.9''	1872msn m	Fm. Atotonilco El Grande	Rocas piroclásticas rojizas	Muestra fresca de mano
M5 BLANCO	N 20° 20'11.2'' W 98°42'24.9''	1872msn m	Fm. Atotonilco El Grande	Tobas blancas	Muestra fresca de mano
M5 TRASLU CIDO	N 20° 20'11.2'' W 98°42'24.9''	1872msn m	Fm. Atotonilco El Grande	Mineral traslucido de tonalidades cafés	Muestra fresca de mano

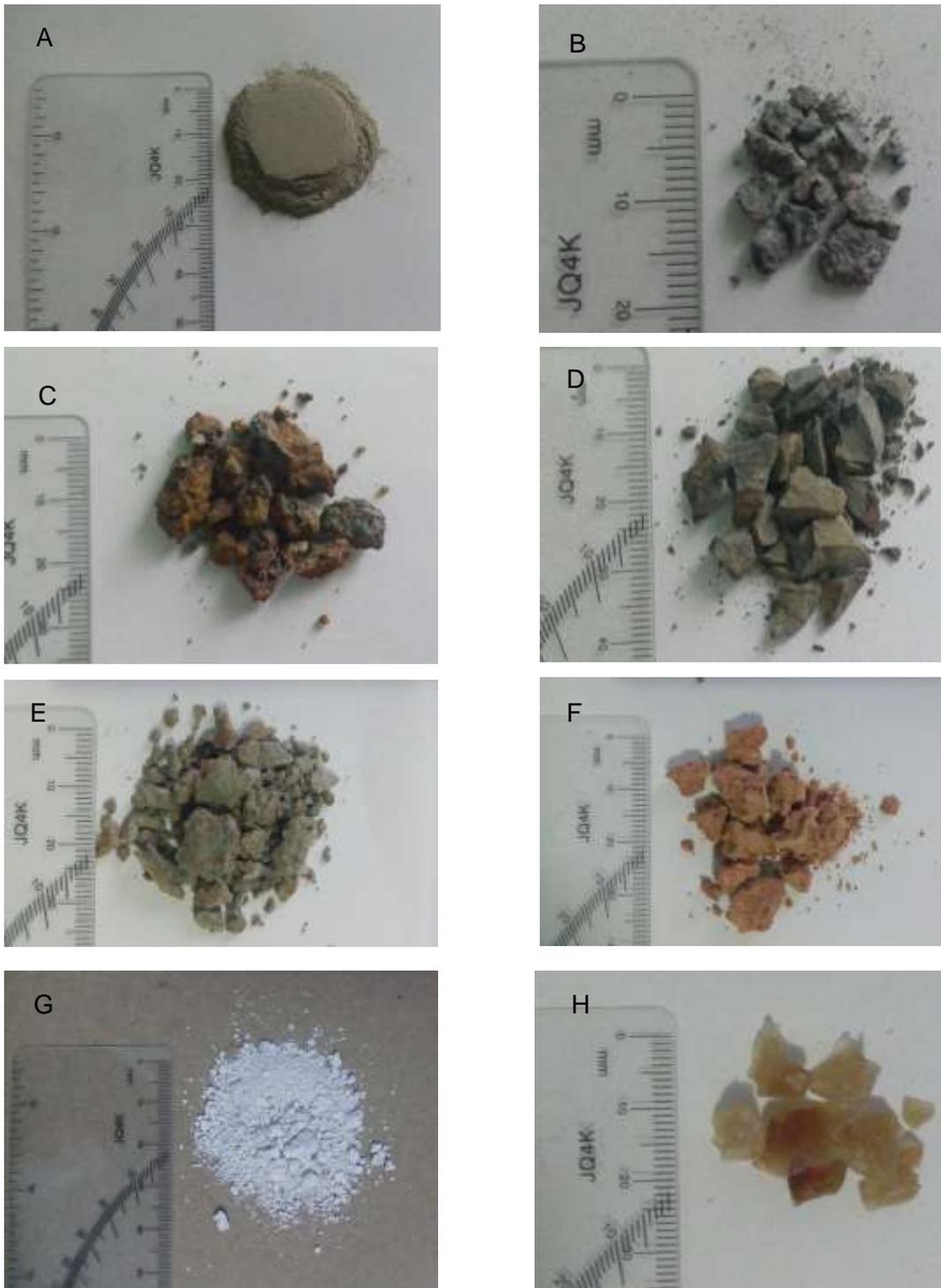


Figura 26. Muestras pulverizadas de las muestras (A) M1, (B)M2 ROJO, (C) M2 GRIS, (D) M3, (E) M4, (F) M5, (G) M5 BLANCO, (H) M5 TRASLUCIDO.

3.5. Métodos geoquímicos de exploración

3.5.1. Análisis de difracción de rayos x (DRX).

La técnica de difracción de rayos X, es muy útil para identificar fases minerales; se puede obtener una gran variedad de datos como son: el sistema cristalino de los diferentes minerales, su composición aproximada, el tamaño de cristal, su cristalinidad, su alineación preferencial, entre otros. Por su versatilidad y el gran número de datos que proporciona es una técnica muy empleada.

La fuente o tubo utilizado genera radiación de cobalto, y dispone su arquitectura de un detector curvo que utiliza una mezcla de gas inerte como etano-argón.

La energía de operación de este equipo usualmente es de 20 mA- 30 Kv. Por otro lado, la muestra se preparó a un tamaño fino de 35 μ m o 200 mallas de la serie de Taylor.

3.5.1.1. Preparación de muestras.

El Análisis por Difracción de rayos X se realizó en un Difractómetro Marca Bruker, modelo D8 Discover. Las condiciones fueron: Intervalo de 5° a 100° en 2 θ , el tamaño de paso fue de 0.03077° en 2 θ y el tiempo de paso fue de 3 seg., con un voltaje 40 kV y corriente de 40 mA. Previamente las muestras se molieron en un mortero de ágata para tener un polvo fino.

3.5.2. Análisis de Microscopía Electrónica De Barrido y Espectrometría de Dispersión de Energías (MEB-EDS).

La microscopía electrónica de barrido (SEM), permite el estudio de la microestructura de los materiales mediante la identificación de la morfología características relacionada con cada una de las fases que constituyen a la muestra, así como la determinación del tamaño de estas formas y su composición química elemental localizada a través dispersión de rayos X (EDS), mediante el detector que tiene acoplado.

3.5.2.1. Preparación de la muestra.

La microscopía electrónica de barrido y análisis químico elemental por EDS se realizó en un microscopio marca Jeol, modelo JSM6610LV, que tiene acoplada una sonda para EDS marca Oxford. El equipo trabajó en el modo de bajo vacío, con una presión dentro de la cámara de 30 Pa; las imágenes se obtuvieron con electrones retrodispersos (BSE) y un voltaje de aceleración de 20 kV. Previamente, las muestras se molieron en un mortero de ágata y se depositó cierta cantidad de cada una de ellas en soportes de aluminio, utilizando cinta eléctricamente conductora de carbón; es importante mencionar que las muestras no recibieron algún tipo de recubrimiento.

3.5.3. Análisis por plasma de inducción acoplada (ICP).

La Espectroscopía de Plasma-Masa Inductivamente Acoplada (ICP-MS por sus siglas en inglés) es un método de alta resolución que permite la detección de concentraciones de elementos en el orden de partes por millón (Schäfer, 2006; Kamber y Webb, 2007) Es una técnica de análisis instrumental que muestra el análisis químico por elemento en ppb.

El análisis por vía húmeda es una técnica tradicional de análisis químico muy preciso. A través de reactivos de uso común en química se realizan diferentes técnicas volumétricas que permiten calcular de forma indirecta la cantidad de algún elemento químico en particular y proporciona con gran precisión el porcentaje del elemento químico.

En muchos análisis químicos basta 1 gramo para realizar el análisis por triplicado. A través de sencillas reglas de tres, se determina el porcentaje del elemento; como elemento o como mineral de acuerdo al consumo volumétrico y se requiere una gran variedad de reactivos químicos de alta pureza, algunos ácidos y bases, además, de materiales de vidrio de laboratorio.

3.5.3.1. Preparación De La Muestra

A partir de un gramo de muestra, se requiere hacer diluciones de acuerdo a la técnica específica, se prepararan los patrones o soluciones con un contenido específico de elemento para realizar la curva de calibración; usualmente, se utiliza gas argón de ultra alta pureza para generar el plasma.

CAPITULO 4.

RESULTADOS

CAPITULO 4. RESULTADOS

4.1. Método de prospección en un yacimiento SEDEX.

El método de prospección geológica para yacimientos sedimentarios exhalativos (SEDEX) nos proporciona guías de prospección para la delimitación inicial de regiones con potencial económico ricas en metales base. Para ello se describe el método realizado en el siguiente trabajo , en el cual se innovo a través del uso de localización de la mega estructura de tipo rift antiguo y de las transgresiones Marinas ocurridas durante el periodo Jurásico, factores importantes para el emplazamiento de este tipo de yacimientos.

Este estudio inicia de manera tradicional, delimitando la zona de interés para el estudio de la cual se debe realizar la recopilación de los datos generales tales como, la geología regional, estratigrafía, tectónica y potencial económico. Se toma como apoyo la interpretación de las cartas; topográfica, geológica, geofísica, geoquímica con integración de la información bibliográfica del área de estudio. Una vez hecha la colección de datos se realiza el análisis de cada uno por separado para que posteriormente se correlacionen como conjunto.

La información geológica nos ayuda a identificar la distribución litológica que probablemente haya favorecido el emplazamiento de un yacimiento SEDEX. Para ello es necesario identificar rocas sedimentarias que se encuentren dispuestas en estratos y ubicar la presencia de alteraciones o manifestaciones de mineralización de tipo stockwork, diseminados. En el área así como la presencia de estructuras de acortamiento local máximo y de cuencas cuencas tipo graben, a través del factor de erosión y campo.

Es de señalar que en la porción meridional del Rift, como se localiza en la Sierra Madre Oriental, se tuvieron condiciones favorables para el emplazamiento de la mineralización Eojurásica, de tipo SEDEX. Esta mineralización comporta muchas similitudes con el emplazamiento metales base ; además, estos tipos de mineralizaciones tienen relación con el desarrollo de la extensión del Rift que originó en parte el Golfo de México y las transgresiones meso, neojurásicas y eocretácicas postuladas por Cantú Chapa (2001, 2009); esta última está localizada en la Sierra de San Marcos.

El presente estudio engloba dos eventos geológicos de tipo metodológico, que permiten ubicar los yacimientos sedimentarios exhalativo, por el ambiente tectónico y principalmente por la transgresión eojurásica.

En el primer caso y en un estudio megascópico se puede observar el sistema de cuencas y sierras relacionadas con el Rift del oriente de México que quizá originaron esfuerzos corticales al formar intrusiones que se ubican al occidente del área de estudio, formadas por el cerro pelón y el cerro del águila y la más cercana al área de estudio se localiza en la localidad de Malila en Nonoalco. Estas intrusiones junto con los pilares tectónicos constituidos por rocas metamórficas de tipo gneis abastecieron de material terrígeno erosionado, que originaron secuencias sedimentarias heterocrónicas.

El segundo evento que incidió de manera directa con el emplazamiento de mineralización de metales base, es el resultado de la transgresión marina que tuvo lugar durante el Protojurásico, con el depósito de una potente secuencia lutitas oscuras con intercalaciones de areniscas y conglomerados con escasos lentes de calizas. Esta etapa está representada por depósitos de sedimentos de ambiente reductor, como son las lutitas con diseminados de pirita, seguidas por secuencias areniscas; todo ello sobreyacido por una secuencias de conglomerados y lutitas con plantas.

Por lo anterior es de suma importancia establecer con exactitud la transgresión marina del Jurásico Inferior para poder ubicar y reconstruir la génesis de la mineralización de metales base.

El método anterior se describe en el diagrama de flujo representado en la figura 27.

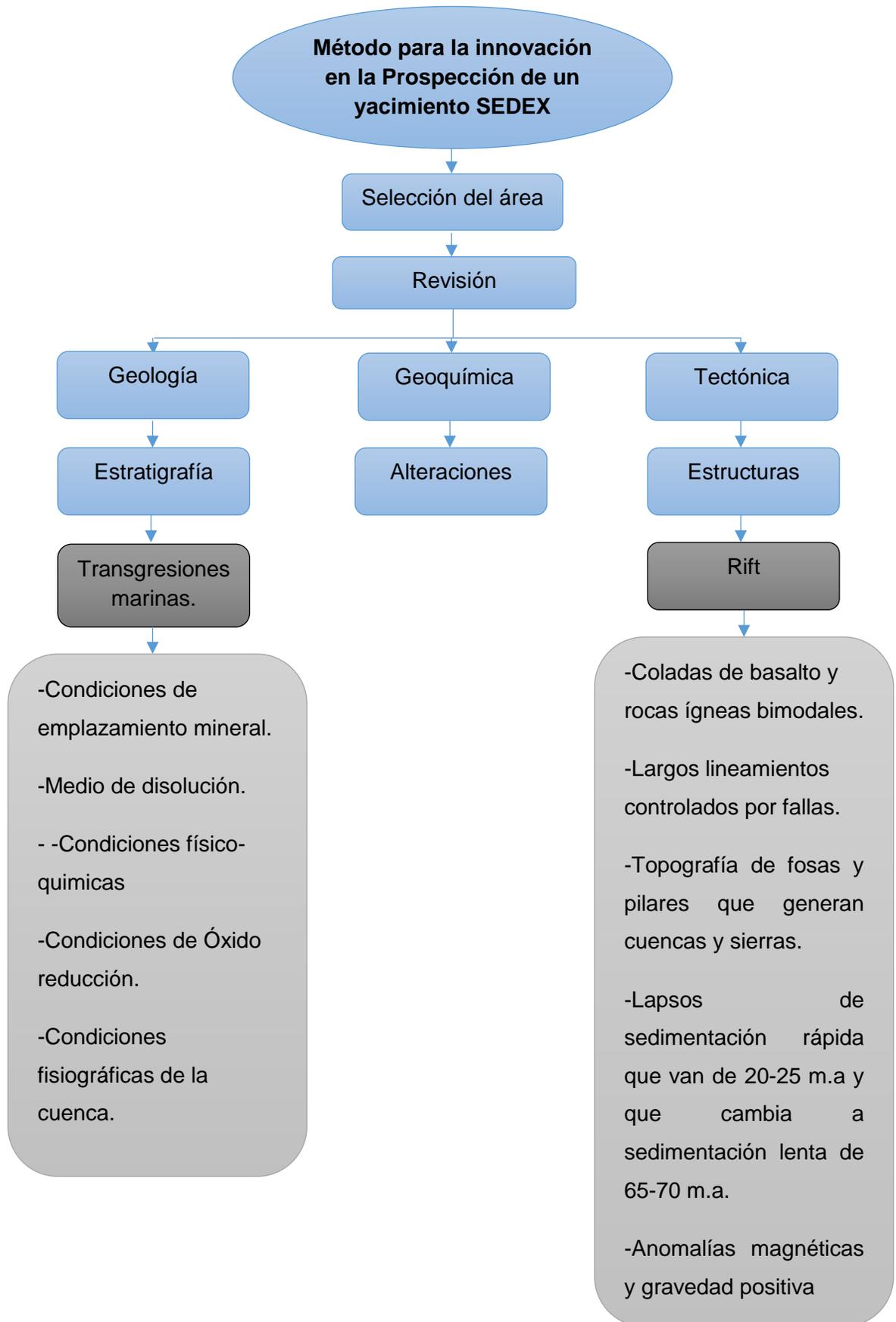


Figura 27. Modelo para la innovación en la prospección de un yacimiento SEDEX en Molango, Hidalgo.

4.1.1. Evidencias para la delimitación de una estructura tipo Rift.

Para la prospección dirigida de un yacimiento SEDEX es necesario delimitar cuencas que se hayan formado durante una apertura cortical. La cuenca estudiada en este trabajo se denominó de tipo rift tomando los criterios de Jowett (1989) que se cumplieron de la siguiente manera:

4.1.1.1. Coladas de basalto y rocas ígneas bimodales.

Tanto la Formación Tlanchinol y La Formación Atotonilco El Grande están constituidas por rocas bimodales. La primera se encuentra constituida por coladas y derrames basálticos intercalados, con secuencias félsicas (riolitas) y otros piroclásticos Robín y Bobier (1975), mientras que la Formación Atotonilco el Grande está constituida por basaltos intercalados con tobas de composición riolítica, dacítica y andesítica Geyne et.al.(1963). Lo anterior se comprobó con las salidas a campo descritas en la metodología.

4.1.1.2. Largos lineamientos controlados por fallas.

Las estructuras geológicas más destacadas de la zona se encuentran delimitadas por fallas que corren en dirección NE-SE, tal es el ejemplo de la cabalgadura de Naopa y graben de Molango, Ochoa Camarillo en 1997 quien cartografió lineamientos controlados por fallas de dirección NE-SE que en este trabajo también fueron cartografiados y se confirmó tal orientación. Entre tanto Suter en 1990 quien en la cartografía que realizó del área de Chapulhucán que se ubica en la porción septentrional fuera del área de estudio al describir el comportamiento estructural de esa zona mencionó lineamientos con la misma orientación de NE-SE que también forman pliegues y estructuras geológicas similares.

4.1.1.3. Topografía de fosas y pilares que generan cuencas y sierras.

La zona de estudio se vio afectada por eventos de extensión y compresión que generaron depresiones o cuencas; además, de estructuras geológicas de altos o pilares que modelaron la topografía actual. Por ello, a partir del relieve actual se puede inferir los vestigios de antiguos grabens o fallas que provocaron hundimientos y horst que son los pilares y, que son los precursores de las montañas actuales.

Por ello es necesario delimitar las fosas y pilares preexistentes, reconstruyendo el relieve antiguo que coadyuve a buscar blancos de exploración, como el caso aquí estudiado, en donde la mineralización, está relacionada con los esfuerzos resultantes. Esto se puede comprobar a través de la determinación de esfuerzos positivos o negativos de las estructuras que permiten conocer la fortaleza o debilidad cortical del área de estudio. Por otro lado, el cambio de pendiente es indicativo de la naturaleza tectónica de una estructura y muestra las relaciones con las fallas o fracturas y los esfuerzos predominantes de una área de trabajo. Entre tanto, en el área de estudio se realizó el análisis de las estructuras principales; el análisis tectónico y la resistencia a la erosión para establecer patrones de distribución de minerales (figura 28).

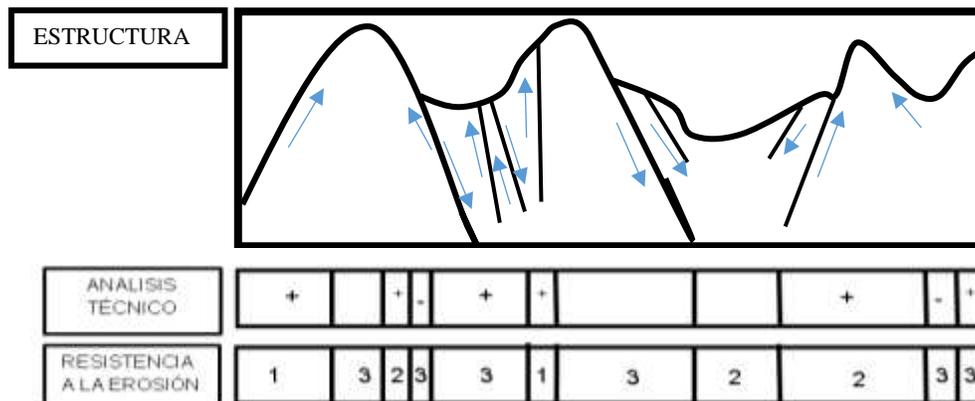


Figura 28. Análisis de resistencia a la erosión.

En la figura mencionada se observa que predominan los esfuerzos de compresión que forman principalmente estructuras anticlinales. Ello es importante porque podría tratarse de una zona de concentración de esfuerzos corticales favorables para favorecer patrones de distribución de minerales que como se observa de derecha a izquierda el primer anticlinal y el segundo

son los lugares más favorables para la prospección de yacimientos SEDEX y en particular el primero que tiene predominio de esfuerzos de compresión más que el segundo.

Tabla VI. Resistencia a la erosión

Valor	Resistencia a la erosión
1	Baja
2	Moderada
3	Alta

Así mismo, de acuerdo a la naturaleza y el grado de erosión para cada formación; lo anterior, es importante para evaluar la relación con las estructuras tectónicas porque una roca incompetente se erosiona más rápido y el halo de dispersión puede ser mayor de las formaciones se clasificaron (tabla VII) en tres tipos de resistencia a la erosión, tipo 1, alta resistencia, tipo 2, mediana resistencia, y tipo 3, baja resistencia.

Para calcular el factor de erosión correspondiente a las diferentes litologías se calculó la superficie expuesta de acuerdo a su tipo entre la longitud del cauce estimado

$$FE = \text{Superficie (hectáreas)} / \text{longitud del cauce (hectáreas)}$$

A partir del cálculo del factor por cada área se muestra en la tabla, las zonas con los gradientes erosivos. La tasa de sedimentación es mayor cuando:

Se tienen valores decrecientes hasta el mínimo, 0.02, además, 0.03, 0.04, 0.05, 0.06, 0.07, 0.08, 0.09, 0.10. Los que sufren menos erosión son: 0.11, 0.12, 0.13, 0.14, 0.15, 0.16, 0.17, 0.18, 0.19, y 0.20.

Tabla VII. Relación erosión/formación.

Edad	Formación	Descripción	Tipo
Mioceno Superior	Formación Tlanchinol	Derrames de lava bimodal	1
Jurásico Superior	Formación Pimienta	Caliza con textura “mudstones de colores claros, limpios o con poca arcilla, microforaminíferos planctónicos y lentes de pedernal.	3
Jurásico Superior	Formación Chipoco	Calizas manganesíferas con intercalaciones de lutitas calcáreas.	3
Jurásico Superior	Formación Santiago	Lutitas calcáreas de color gris, intemperiza a café pardo o café rojizo, además poseen nódulos calcáreos intercalados.	3
Jurásico Medio	Formación Tepexic	Calizas impuras de color gris a gris oscuro, de grano grueso, con bastantes granos de cuarzo.	2
Jurásico Medio	Formación Cahuascal	Sedimentos de origen continental constituida por areniscas, conglomerados y lechos rojos.	2
Jurásico Inferior	Formación Huayacocotla	Lutitas negras bandeadas, apizarradas y fracturadas que también contienen algunos estratos gruesos de areniscas	2

Tabla VIII. Muestra las zonas de erosión, nótese la coincidencia con horst y pilares tectónicos.

A	0.07	0.03	0.03	0.05	0.12	0.05	0.04	0.03	0.09	0.04	0.04	0.06
B	0.07	0.06	0.04	0.05	0.07	0.11	0.05	0.04	0.05	0.06	0.03	0.03
C	0.03	0.17	0.50	0.14	0.09	0.10	0.20	0.05	0.10	0.09	0.03	0.02
D	0.10	0.13	0.18	0.13	0.05	0.06	0.05	0.07	0.09	0.09	0.07	0.03
E	0.06	0.07	0.09	0.06	0.05	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.07	0.08

4.1.1.4. Cambios laterales de facies.

Chipoco-Tamán

Cahuasas cambio de litología conglomerados de lechos rojos en Ixtlahuaco y en Tepehuacan arenas de lechos rojos y condiciones oxidantes.

4.1.1.5. Lapsos de 20-25 m.a de rápida sedimentación que cambia de 65-70 m.a sedimentación lenta:

La depositación de las formaciones de sedimentación continental fue relativamente rápida:

La Formación Cahuasas fue datada por Carrillo-Bravo (1965) con base en su posición estratigráfica le asigna una edad más joven que el Pliensbachiano y más antigua que el Calloviano parte del Jurásico Medio.

Erben (1956a) propone para esta unidad una edad de Calloviano, mientras que En la Sierra Madre Oriental Cantú-Chapa (1971) le asigna una edad de Calloviano medio para la Formación Tepexic.

Mientras que, las formaciones de sedimentación lenta son comprendidas por formaciones de depositación de aguas profundas.

La Formación Chipoco de acuerdo con Cantú-Chapa (1992, 1998) interpreta que esta unidad tiene un rango estratigráfico que va del Batoniano al Calloviano.

Cantú-Chapa (1969, 1971) asigna La Formación Santiago de una edad de una edad de Calloviano medio-Oxfordiano tardío.

4.1.1.6. Anomalías magnéticas y gravedad positiva Infiere, que la corteza continental es delgada comparada con los espesores regionales.

La Carta magnética 1:50000 de la región de Molango nos muestra una serie de anomalías magnéticas que se destacan en la parte suroeste de carta donde se encuentra zonas con una intensidad mayor a 350 Nanoteslas coexistiendo lateralmente con zonas de -350 Nano teslas. De igual manera, se puede observar un cambio positivo de la intensidad magnética que lleva un dirección NW-SE.

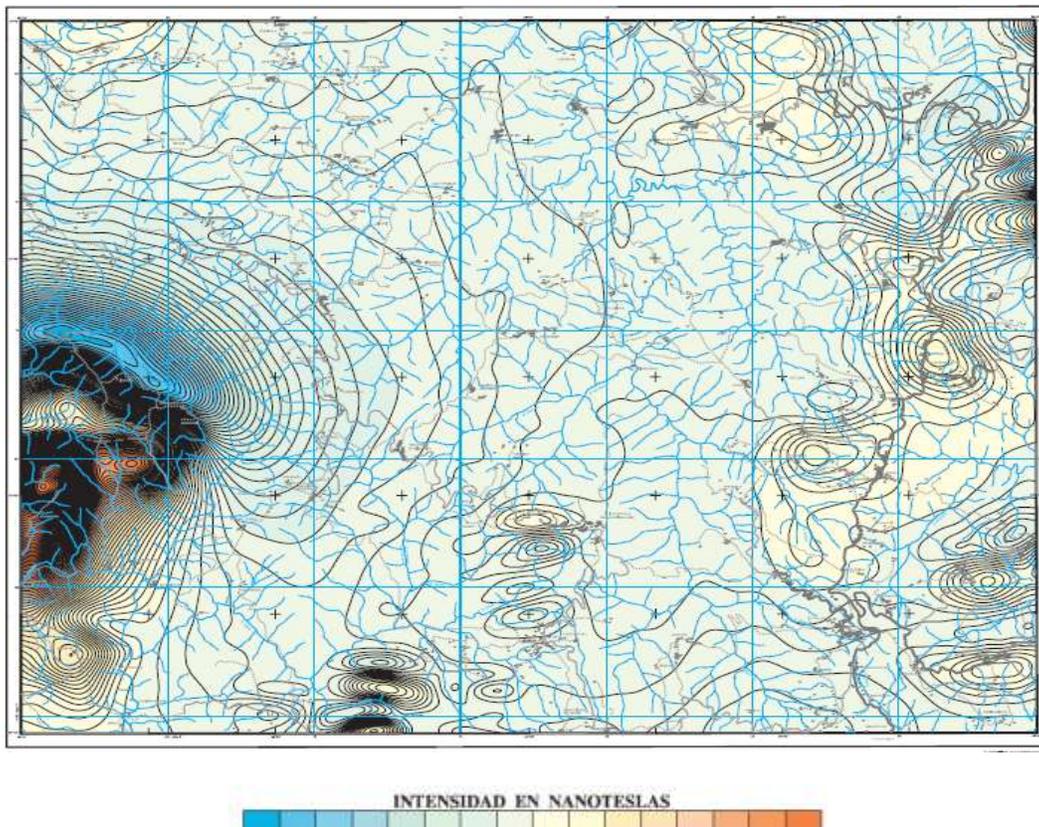


Figura 29. Carta magnética 1:50000 modifica de SGM

4.2. Resultados de Métodos geoquímicos de exploración

4.2.1. Resultados de Difracción de Rayos X (DRX).

La caracterización microestructural de las muestras obtenidas permitirá identificar fundamentalmente las fases cristalinas, la morfología, la composición localizada, el tamaño, así como la composición promedio que las constiuyen, que permitirá establecer su relación con el tipo de yacimiento que interesa para el presente trabajo.

4.2.1.1. Muestra M1.

En la figura 30 se presenta el difractograma de la Muestra M1 en el que se identifica que está conformada por cuarzo bajo en el cual se observan máximos de difracción 21° , 27° , 36° , 39° , 41° , 43° , 46° , 50° , 55° , 56° , 60° , 64° , 67° y 68° para 2θ así mismo se distingue la presencia de pirita, la cual muestra reflexiones en 29° , 33° , 37° , 41° , 47° y 56° para 2θ

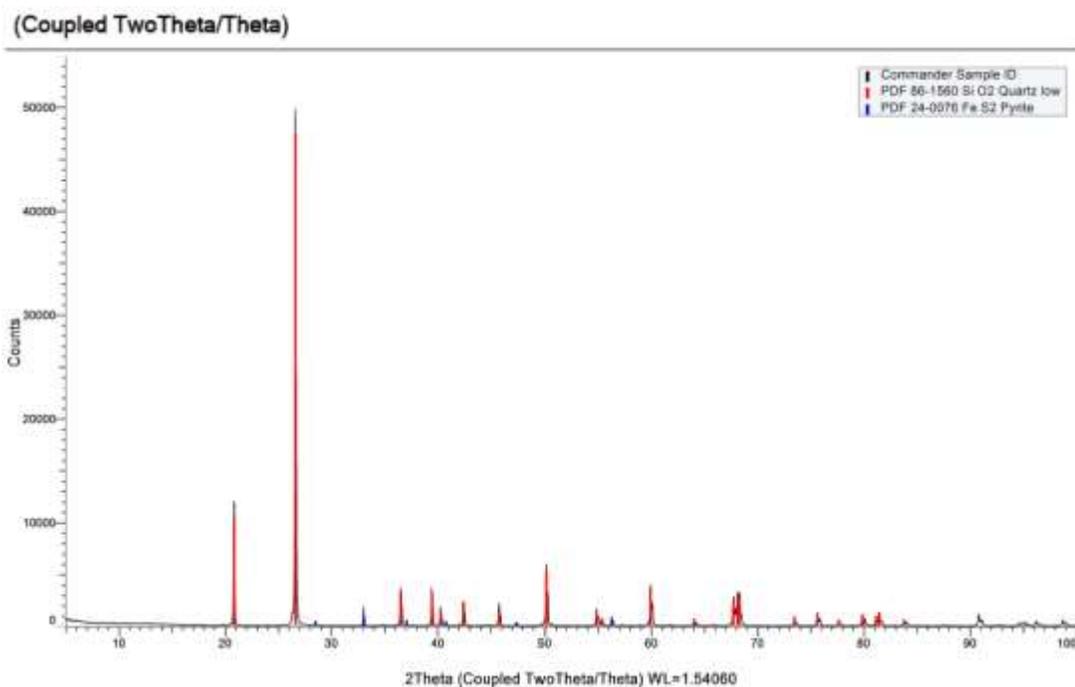


Figura 30. Difractograma DRX de la muestra M1

4.2.1.2. Muestra M2 GRIS.

El difractograma de la muestra M2 GRIS que se ilustra en la figura 31 se distinguen tres fases minerales distintas. La primera corresponde al cuarzo piritita y muscovita con refracción en 8°, 13°, 19°, 21°, 26°, 31°, 34°, 36°, 40°, 45°, 55° y 61°, para 2 θ .

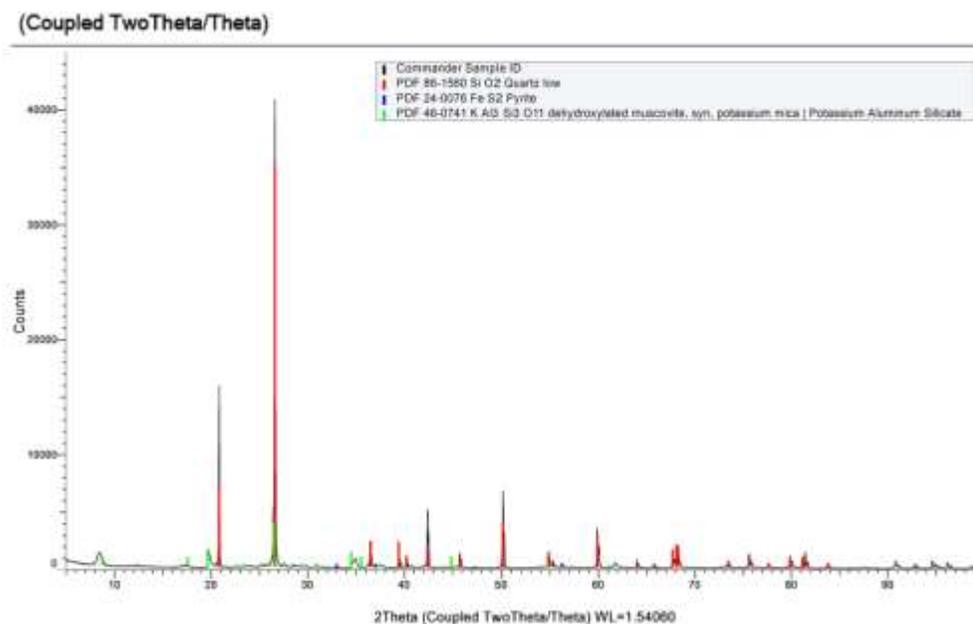


Figura 31. Diffractograma DRX de la muestra M2 GRIS.

4.2.1.3. Muestra M2 ROJO.

En la figura 32 se observa la muestra M2 ROJO en donde se identifican las fases de illita que tienen máximos de difracción en 9°, 17°, 19°, 20°, 21°, 23°, 24°, 25°, 27°, 28°, 29°, 31°, 32°, 35°, 37°, 38°, 41°, 43°, 44°, 45°, 52°, 53°, 55°, 57°, 58°, 59°, 62° y 63° para 2 θ hematita que difractan a los 29°, 35°, 39°, 43°, 49°, 54°, 57°, 62°, 64°, 69°, 72°, 75°, 78°, 79°, 80°, 83°, 85, 95 y 100 para 2 θ así como piritita.

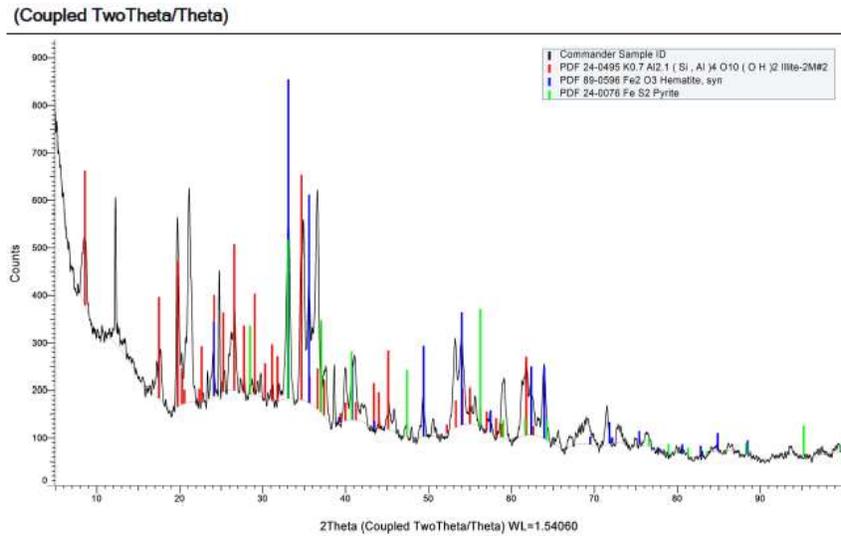


Figura 32. Difractograma DRX de la muestra M2 ROJO.

4.2.1.4. Muestra M3.

En la figura 33 se presenta la muestra M3 en la cual se identifican cuarzo y muscovita.

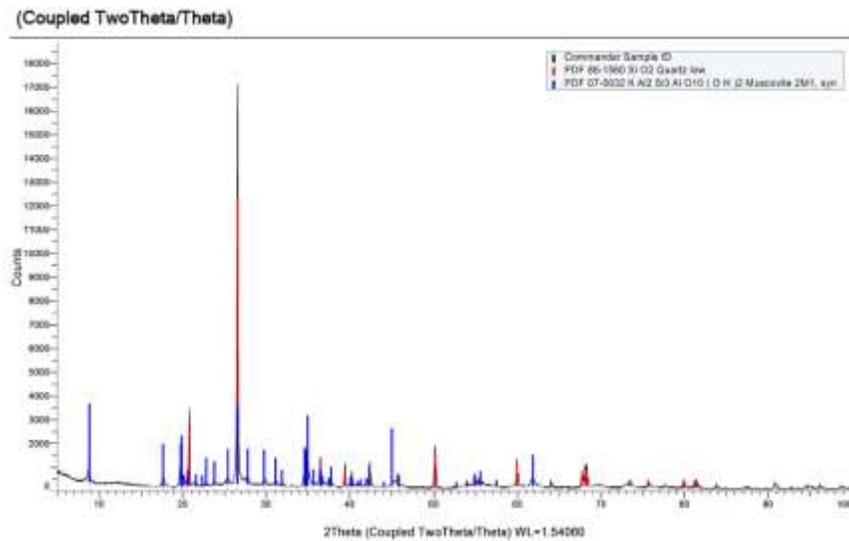


Figura 33. Difractograma DRX de la muestra M3.

4.2.1.5. Muestra M4.

En el difractograma de la muestra M4 se ilustra en la figura 34 en donde se identifica cuarzo, y muscovita.

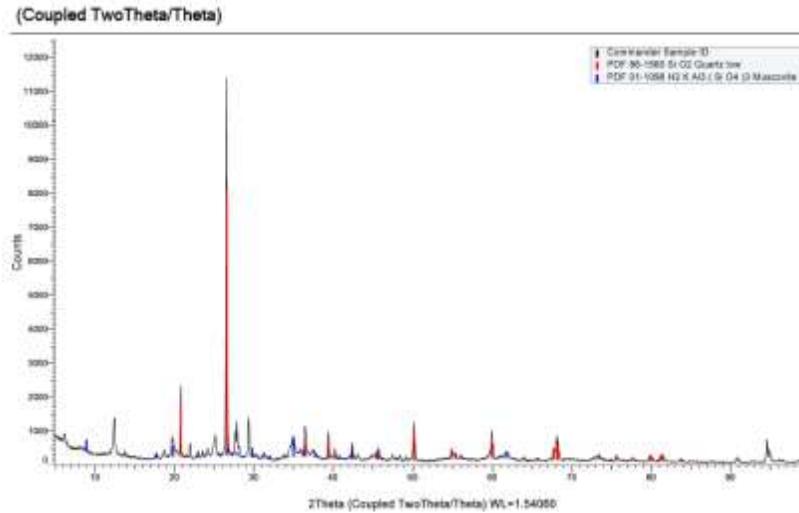


Figura 34. Difractograma DRX de la muestra M4

4.2.1.6. Muestra M5.

En la figura 35 se presenta el difractograma de la muestra M5 en el cual se distinguen fases de cuarzo y calcita con máximos de difracción en 23°, 29°, 31°, 36°, 39°, 43°, 47°, 48°, 57°, 58°, 59°, 61°, 63°, 65°, 66°, 70°, 73°, 78°, 81°, 84°, 85°, 87°, 95°, 96°, 98° y 99 para 2θ.

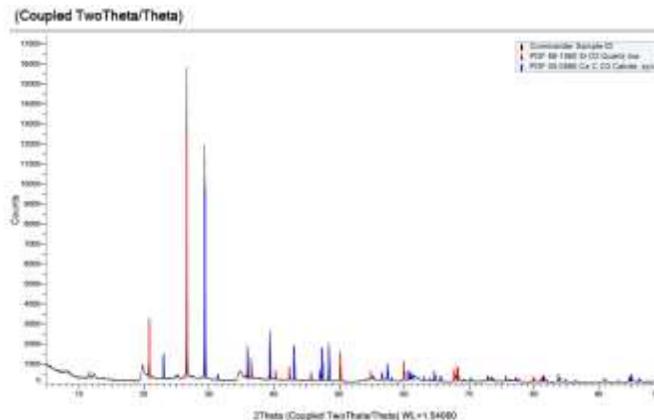


Figura 35. Difractograma DRX de la muestra M5

4.2.1.7. Muestra M5 BLANCO.

En el difractograma de la muestra M5 BLANCO que se ilustra en la figura 36 en donde se identifica dolomita con máximos de difracción en 22°, 24°, 31°, 34°, 35°, 37°, 41°, 44° y 45° para 2 θ zeolita con máximos en 6°, 7°, 8°, 9°, 11°, 12°, 13°, 14°, 15°, 17°, 18°, 19°, 20°, 49°, 51°, 59°, 60°, 62°, 64°, 65°, 66°, 68°, 71°, 73°, 75°, 77°, 80°, 83°, 85°, 87°, 88° y 89° para 2 θ .

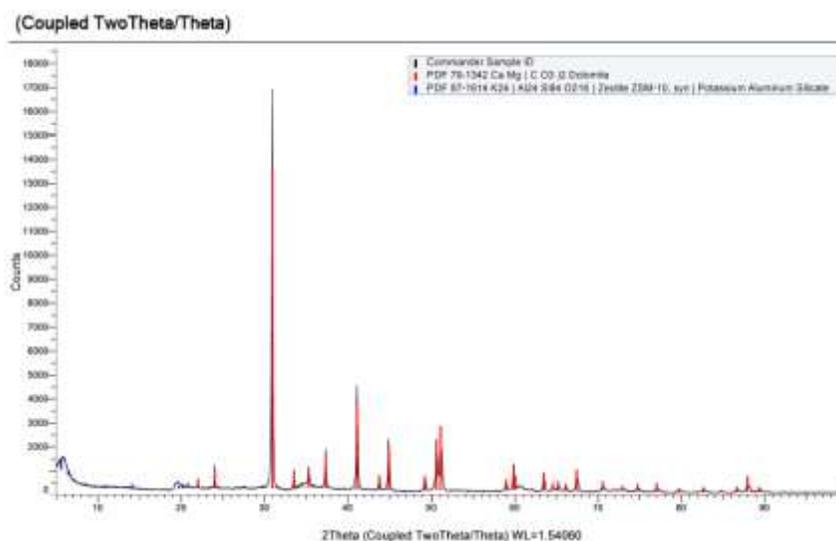


Figura 36. Difractograma DRX de la muestra M5 BLANCO.

4.2.1.8. Muestra M5 TRASLUCIDO

En la figura 37 se observa la muestra M5 TRASLUCIDO en el difractograma se identifica cristobalita a los 22°, 31°, 42°, 44°, 56°, 64°, 68°, 75°, 79° y 86° para 2 θ .

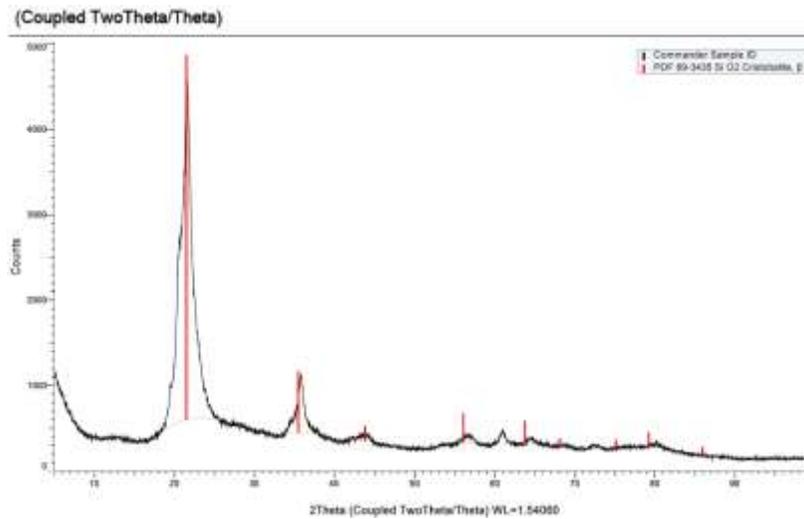


Figura 37. Digractograma DRX de la muestra M5 TRASLUCIDO.

En la tabla IX, se muestra las fases cristalinas que constituyen a las muestras M1, M2 GRIS, M2 ROJO M3, M4, M5, M5 BLANCO, M5TRASLUCIDO tomadas de las distintas formaciones geológicas ubicadas en el municipio de Molango Hidalgo.

Tabla IX. Tabla de distribución mineral.

FASES MINERALES	MUESTRAS							
	M1	M2 GRIS	M2 ROJO	M3	M4	M5	M5 BLANCO	M5 TRASLUCIDO
Cuarzo bajo								
Pirita								
Muzcovita								
Hematita								
Ilita								
Calcita								
Dolomita								
Zeolita								
Cristobalita								

4.2.2. Resultados de Análisis de Microscopía Electrónica de Barrido y Espectrometría de Dispersión de Energías (MEB-EDS).

En la presente sección se presenta la caracterización microestructural y elemental localizada de las muestras M1, M2 ROJO, M2 GRIS, M3, M4, M5 BLANCA, M5 TRASLUCIDO con el propósito de identificar la morfología y tamaño de las diferentes estructuras que las constituyen así como, de su conformación elemental lo que contribuirá a establecer las diferencias entre las diferentes formaciones estudiadas .

4.2.2.1. Muestra M1

En la figura 38 se observa un aspecto general de la muestra M1 en la cual se aprecian estructuras subhedrales del orden de 26.60 μm a 160.00 μm de largo y de 20.00 μm a 180.00 μm de ancho, con superficies lisas, coexistiendo con aglomerados con formas anhedrales del orden de 24.26 a 126.60 μm de largo con 23.30 μm a 60.00 μm de ancho constituidos a su vez por partículas de entre 2.00 μm a 13.33 μm constituidas por los elementos; O, Si, Fe, S y en menores cantidades Al como se aprecia en la figura 39.

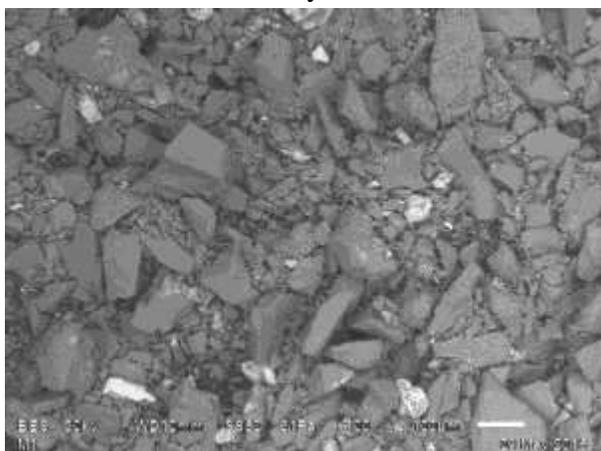


Figura 38. Micrografía general de la muestra M1

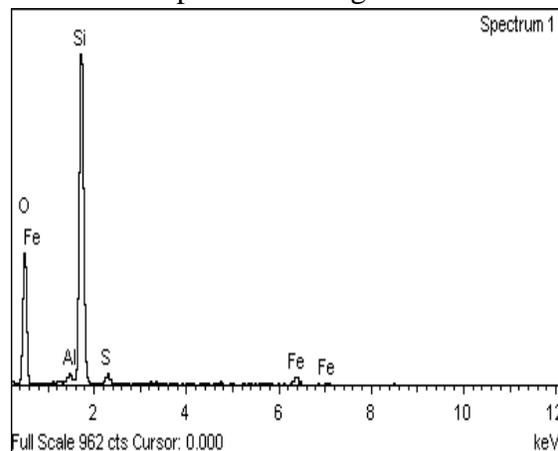


Figura 39 Espectro de EDS del aspecto general M1

Por otro lado en la figura 40 se presenta un acercamiento de la M1 donde se les realiza un análisis químico elemental de manera localizada a tres diferentes estructuras. La estructura 1 consiste en una forma subhedral del orden de las 32.00 μm de largo y 8.00 μm de ancho en la parte menos angosta y 28.00 μm en la más angosta y un espesor de 10.00 μm y se encuentra compuesta por los elementos O, C, S, Fe, Si y Al. Mientras que la estructura 2 presenta una

forma anhedral, con una superficie lisa en el orden de las 52.00µm de largo por 44.00µm de ancho y espesor de 8.00µm, constituida por O, Fe, Si, y en menores cantidades S y Al. Por otro lado la estructura 3 en forma subhedral y con una superficie lisa, con dimensiones de 136.00µm de largo por 92.00µm en la parte menos angosta y 52.00µm en la menor anchura y con un espesor de 42 µm, constituida por O y Si.

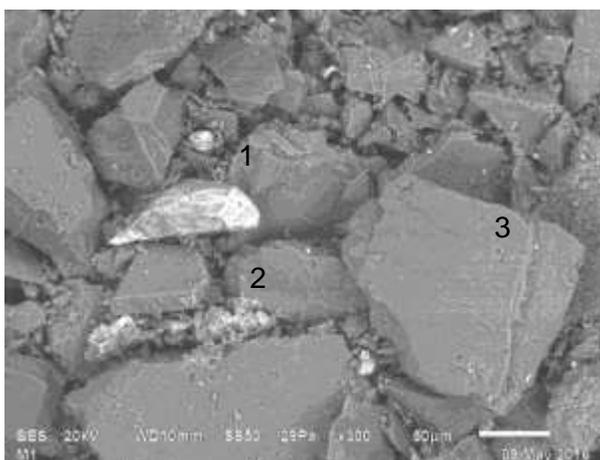


Figura 38. Micrografía a detalle de la muestra M1, muestra tres estructuras representativas.

En la tabla X se muestra el porcentaje en peso obtenido por medio del EDS de la muestra M1 en sus aspectos general y a detalle, en donde se encontraron tres estructuras de diferentes características físicas a las cuales se analizó cada una de estas.

Tabla X. Tabla de porcentaje en peso obtenido por EDS en la Muestra M1

Muestra		Elementos (Weight%)					
		O	C	Si	Fe	S	Al
M1	GENERAL M1	56.26		37.19	4.33	1.47	0.74
	Estructura 1	29.09	11.90	5.84	2.48	22.17	1.53
	Estructura 2	34.88		18.48	44.78	1.17	0.68
	Estructura 3	61.04		38.96			

4.2.2.2. Muestra M2 ROJO

La figura 41 representa un acercamiento general de la muestra M2 ROJO donde se observan estructuras anhedrales con tamaños que oscilan entre 345.00 μm a las 136.36 μm de largo por 72.72 μm a 63.60 de ancho con espesores de 27.70 μm a 18.80 μm .coexistiendo con aglomerados de 81.80 μm a 63.62 μm de largo por 13.60 μm de ancho que se encuentran constituidos por partículas con tamaños de 18.18 μm de largo por 13.63 μm a 4.00 μm de ancho constituidos por los elementos O, Fe, Si, Al, S y minoritariamente K como lo muestra el EDS de la figura 42.

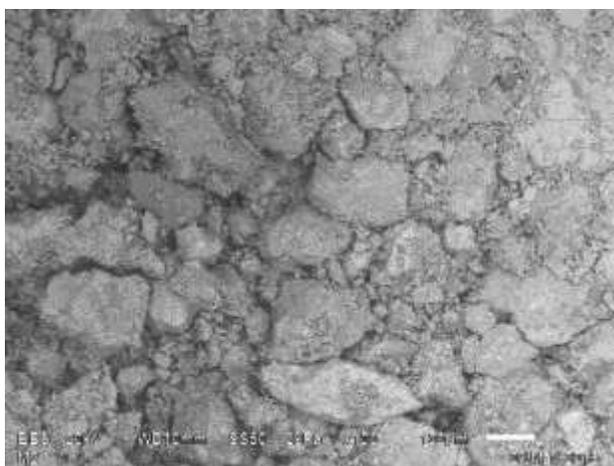


Figura 39. Micrografía general de la muestra M2 ROJO.

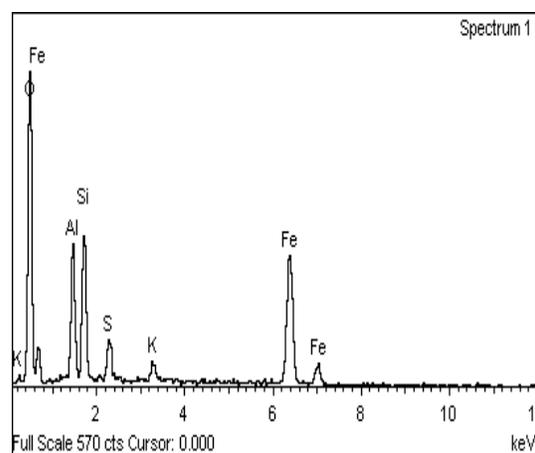


Figura 40. Espectro de EDS del aspecto general M2 ROJO.

Así mismo, en la figura 43 se presenta un acercamiento de la muestra M2 ROJO en la cual se distinguen dos estructuras diferentes. La estructura 1, es un aglomerado de textura rugosa de 48 μm de largo por 25.00 μm de ancho en su proporción más amplia y de 10.00 μm en su parte menos amplia, conformados por partículas que oscilan en los 3.84 μm a 2.88 μm por 1.92 μm a 0.96 μm de ancho compuestas por O, Si, Al, S y en menores cantidades se encuentra Fe y K. La estructura 2 tiene forma subhedral superficie plana en algunos de sus lados sus dimensiones corresponden a 34.6 μm de largo y 9.61 μm de ancho en la parte más angosta y 9.61 μm en la parte menos angosta, compuesta por O, Si, Al, Fe y minoritariamente de S y K.

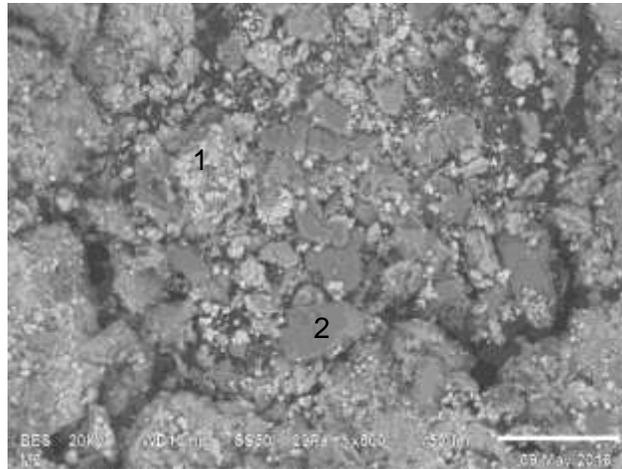


Figura 41. Micrografía a detalle de la muestra M2 ROJO,

La tabla XI describe el porcentaje en peso obtenido por medio del EDS de la M2 ROJO en sus aspectos general y a detalle. En la porción a detalle se encontraron tres estructuras de diferentes características físicas a las cuales se analizó cada una de estas.

Tabla XI. Porcentaje en peso de la muestra M2 ROJO tanto general como dos estructuras a detalle.

Muestra		Elementos (Weight %)					
		O	Si	Fe	S	Al	K
M2 ROJO	GENERAL M2 ROJO	48.63	9.61	30.19	2.59	7.82	1.16
	Estructura 1	39.51	6.78	44.02	1.97	6.72	1.00
	Estructura 2	64.02	14.91	6.35	0.48	13.93	0.30

4.2.2.3. Muestra M2 GRIS

La figura 44 presenta un acercamiento general de esta muestra M2 GRIS, la cual se encuentra constituida por fragmentos anhedrales de texturas rugosas con tamaños de 50.00µm a 383.3µm de largo por 16.66µm a 458.33µm de ancho, se presenta matriz con partículas de 4.10 µm a 8.33µm de largo y de 8.33µm a 2.50µm de ancho y en menor proporción se observan fragmentos euhedrales de caras lisas con tamaños de 25.00µm a 50.00µm largo y 8.30µm a 3.33µm de ancho, conformada por O, Si, Al, S, Fe y K como se muestra en la figura 45.

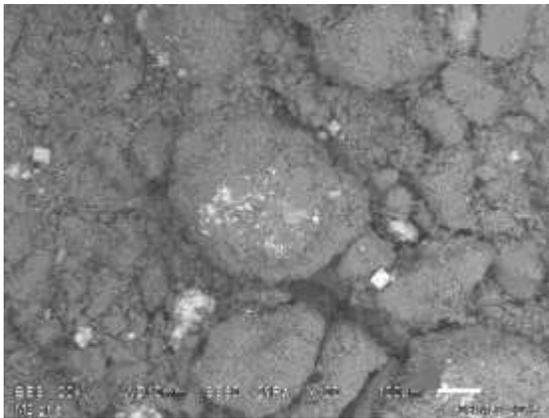


Figura 44. Micrografía general de la muestra M2 GRIS

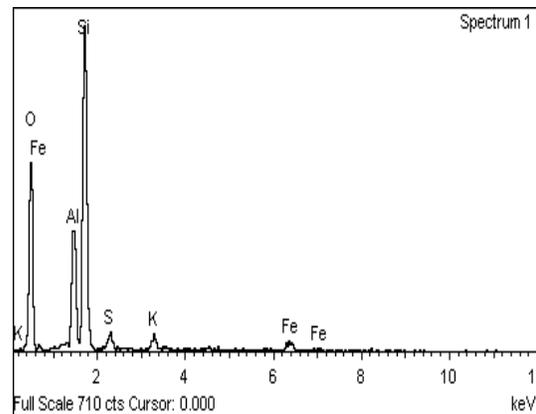


Figura 45. Espectro de EDS del aspecto general de la muestra M2 GRIS.

En la figura 46 se presenta un acercamiento de la muestra M2 GRIS donde se observan tres diferentes estructuras. La estructura 1 se presenta en forma subhedral y con tamaño del orden de las 45.00 µm de largo y de 11.90µm de ancho en su parte más angosta y 28.57 en su parte más amplia, esta partícula se encuentra compuesta por O, Si y Al. La estructura 2 es un aglomerado de superficie rugosa, de tamaño de 59.52µm de largo por 14.28µm ancho en su parte menos amplia y 23.80 en la parte más amplia conformadas por partículas del orden de las 3.00 µm a 5.00µm, con una composición elemental de O, Fe, Si, Al, S y K. Por último la estructura 3 que presenta una forma anhedral del orden de las 16.60µm de largo por 7.14 a 19.04 de ancho, esta estructura tiene como composición elemental S, O, Fe, S y Al.

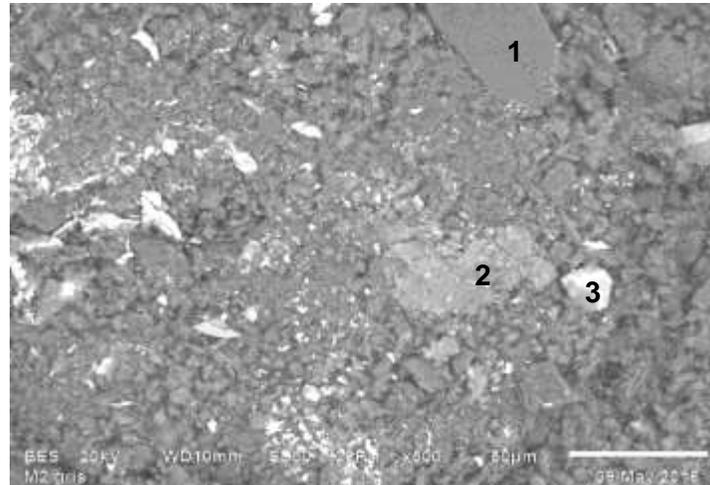


Figura 42. Microfotografía a detalle con tres estructuras de diferentes

La tabla XII se refiere al porcentaje en peso obtenido por medio del EDS de la M2 GRIS en sus aspectos general y a detalle. En la porción a detalle se encontraron tres estructuras de diferentes características físicas a las cuales se analizó cada una de estas.

Tabla XII. Porcentaje en peso de distribución de las fases en la muestra M2 GRIS.

Muestra		Elementos (Weight %)					
		O	Si	Fe	S	Al	K
M2 GRIS	GENERAL M2 GRIS	57.34	27.14	2.83	1.85	9.18	1.66
	Estructura 1	57.62	41.00			1.38	
	Estructura 2	53.61	11.51	23.12	3.57	7.27	0.93
	Estructura 3	12.43	3.08	36.96	46.11	1.41	

4.2.2.4. Muestra M3

La figura 47 ilustra de manera general la morfología de la muestra M3. Se observa una superficie en la cual en la parte izquierda se aprecia una superficie prácticamente homogénea en la que se distinguen fracturas donde adicionalmente se presentan sobre esta partículas anhedrales de 20.00 μm por 15.00 μm de ancho, así mismo en la porción derecha se identifica una superficie irregular en la cual es posible apreciar con mayor detalle y que está constituida por partículas anhedrales del orden de 40.00 a 10.00 μm de largo por 30.00 a 15.00 μm de ancho, conformadas O, Si, Al, K y Fe, en menor proporción Mg, Na y Ti.

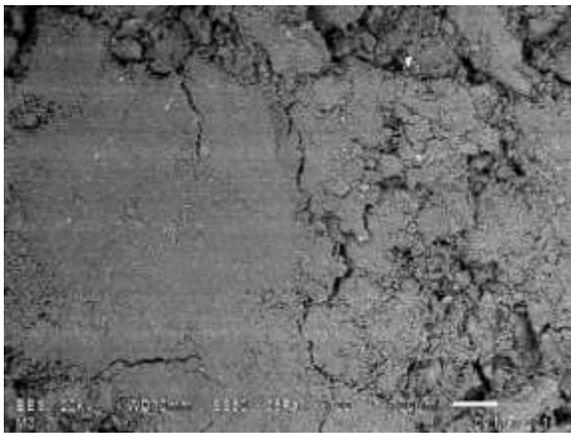


Figura 43. Microfotografía general de la muestra M3

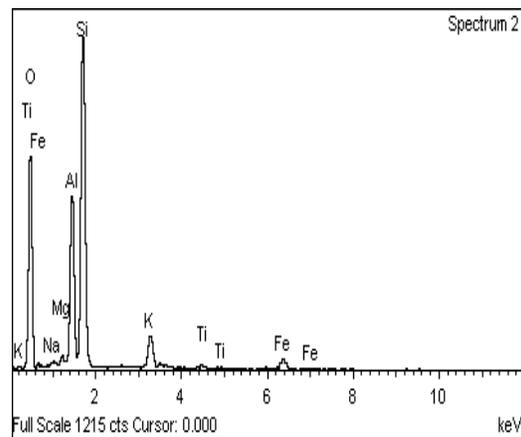


Figura 44. Espectro de EDS del aspecto general de la muestra general M3.

En la figura 49 se muestra el acercamiento de la muestra M3 en donde en la parte derecha se distingue dos zonas separadas por una grieta de aproximadamente 5.50 μm de largo por 8.33 μm de ancho observando una superficie del lado izquierdo con un alto grado de rugosidad como consecuencia de que está constituida de partículas, en donde se señala como (1) a una de las partículas en la frontera entre la superficie izquierda y derecha de forma anhedral del orden de 2.77 μm de largo a 1.38 μm de ancho constituidas por O, Si, Al, Fe, K, y en menor porcentaje por Na, Mg, Mn, Cr y Ti. Por otra parte del lado inferior derecho se observa una partícula etiquetada como (2), la cual, presenta una morfología anhedral del orden de 4.08 μm a 1.73 μm conformada por O, Si, Al, K, y Fe, Mg Ti en menores cantidades.

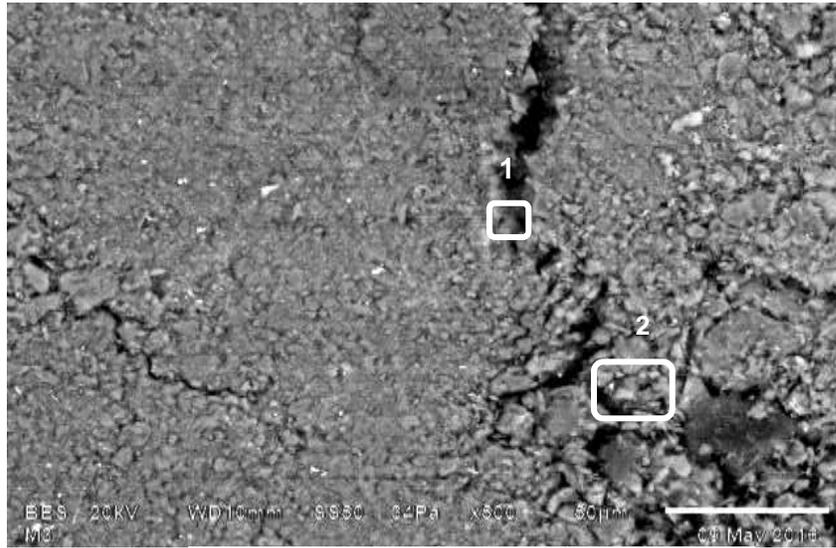


Figura 45. Micrografía a detalle de muestra M3.

La tabla XIII presenta el porcentaje en peso obtenido por medio del EDS de la M3 en sus aspectos general y a detalle. La microfotografía presento dos estructuras de diferentes, las cuales se analizaron por este método.

Tabla XIII. . Tabla de porcentaje en peso de la muestra M3 en su aspecto general y a detalle.

Muestra		Elementos (Weight %)									
		O	Si	Fe	Al	K	Na	Ti	Mg	Mn	Cr
M3	GENERA L M3	55.80	25.14	2.95	11.28	3.46	0.37	0.53	0.48		
	ZONA 1	55.46	25.21	4.55	9.62	2.65	0.51	0.35	0.42	0.69	0.55
	ZONA2	57.36	24.43	2.06	11.15	3.40		0.94	0.65		

4.2.2.4. Muestra M4

La figura 50 representa los aspectos generales de la muestra M4 donde se identifican texturas rugosas en partículas de formas anhedrales con tamaños que fluctúan entre de las 3.00 μm y 100.00 μm de diámetro y subhedrales con tamaños de 5.00 μm a 300.00 μm . Esta muestra se encuentra compuesta por O, Si, Al, Fe, Mg, K y en menor porcentaje Ca y Na como se puede observar en el difractograma del EDS de la figura 51.

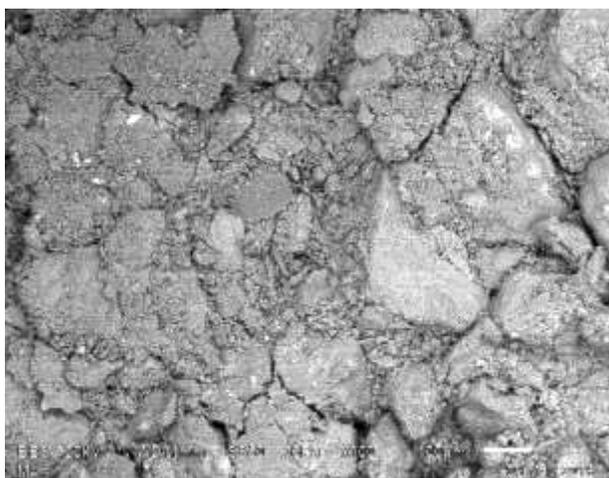


Figura 50. Micrografía general de la muestra M4.

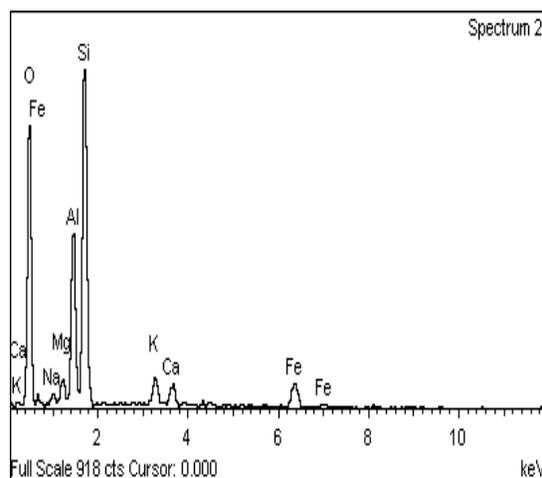


Figura 51. Espectro de EDS del aspecto general de la muestra M4.

En la figura 51 se observa a detalle la muestra M4, donde se puede identificar tres diferentes estructuras, las cuales se describen a continuación. La estructura 1 presenta formas subhedrales de 51.56 μm de largo por 46.87 de ancho en su parte más ancha y 18.75 en su parte menos ancha con una superficie lisa, esta porción se encuentra compuesta por O, Si, C, Al, Fe, Mg, y K. Mientras que en la superficie 2 se observan una serie de partículas anhedrales en el orden de 6.25 μm a 0.78 μm de largo por 3.12 μm a 0.78 μm y superficie rugosa cuya composición es de O, Fe, Si, Al, Mg, K y Ca. Por último la estructura 3 presenta una partícula subhedral de dimensiones de 39.06 μm de largo por 23.43 μm de ancho en su parte menos angosta y 15.63 en su parte más angosta que presenta una superficie lisa sobre la cual se distinguen partículas del orden de las 3.13 μm de largo por 3.16 μm a 1.56 μm de ancho, su composición es de O, Si, Al, Fe, Mg, K, Na y Ca.

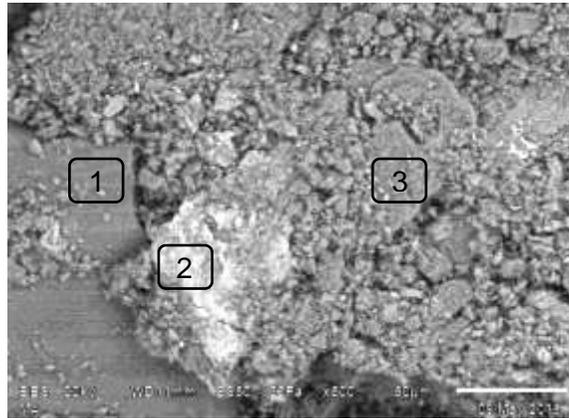


Figura 46. Micrografía a detalle de la muestra M4, donde se pueden identificar tres zonas de diferente naturaleza.

En la tabla XIV se identifica el porcentaje en peso obtenido por medio del EDS de la M4 en sus aspectos general y a detalle. La microfotografía a detalle presento tres zonas de diferentes, las cuales se analizaron por este método.

Tabla XIV. Porcentaje en peso de la muestra M4.

Muestra		Elementos (Weight %)							
		O	Ca	Si	Fe	Al	K	Na	Mg
M4	GENERAL M4	56.54	1.65	21.49	5.96	9.55	2.26	0.92	1.63
	Estructura 1	56.98	5.72	31.82	1.61	2.96	0.53		0.40
	Estructura 2	50.92	0.83	11.62	27.48	6.28	1.02	0.58	1.85
	Estructura 3	55.13	0.94	20.02	5.45	13.92	2.38	0.66	1.49

4.2.2.5. Muestra M5.

En la figura 53 se presenta un aspecto general de la muestra M5 en la que se distingue una superficie en la cual se observan fracturas cuyas longitudes son de 67.00 μm y 60.00 μm respectivamente y partículas de tamaños de 16.66 μm de largo por 11.11 μm de ancho, así mismo se identifican partículas más grandes del orden de 66.66 μm de largo por 44.40 μm de ancho. Por otro lado en menor proporción partículas del orden de 60.00 μm . La composición elemental de esta muestra es de O, C, Si, Ca, Al, Fe, K y Mg como se muestra en la figura 54.

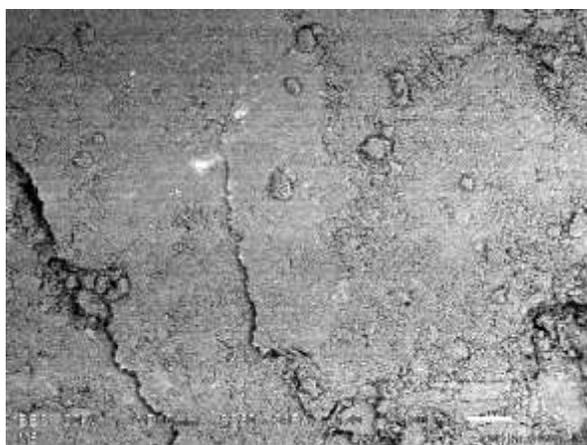


Figura 47. Microfotografía general de la muestra M5.

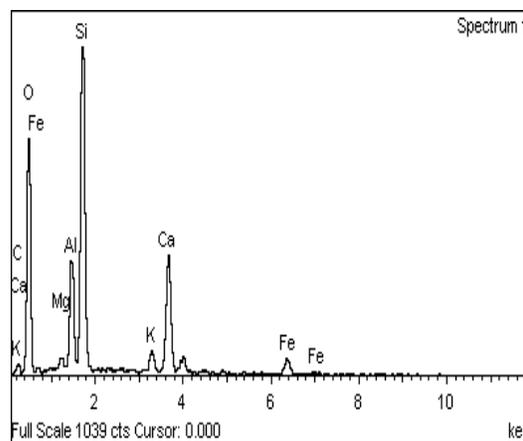


Figura 48.. Espectro EDS aspecto general de la muestra M5.

Se realizó un acercamiento de esta muestra en el cual mediante la figura 55 se puede observar dos zonas distintas. La zona 1 del orden de las 30.64 μm de largo por 16.12 de ancho está comprendida por partículas de 4.03 μm a 0.80 de largo por 3.22 a 1.29 μm de ancho constituidas por O, Si, Al, Ca, Fe, K y Mg. Mientras que en la zona 2 se identifican partículas de entre 9.60 a 3.70 μm de largo por 1.29 μm a 4.50 μm de ancho cuya composición consiste de O, Si, Al, Ca, Fe, K y Mg.

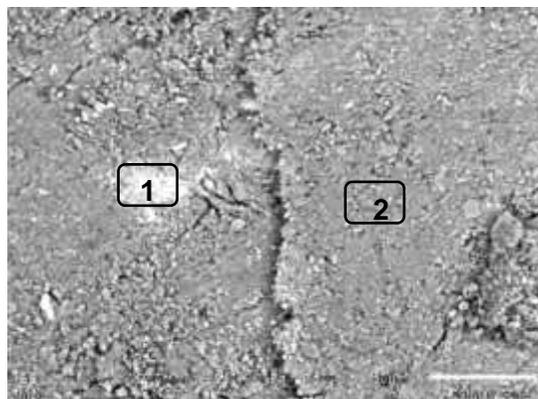


Figura 49. Microfotografía de la imagen a detalle de la muestra M5.

La tabla XV muestra el porcentaje en peso obtenido por medio del EDS de la M5 en sus aspectos general y a detalle. La micrografía a detalle presento dos zonas de diferentes, las cuales se analizaron por este método.

Tabla XV. Tabla de porcentaje en peso de la muestra M5.

Muestra		Elementos (Weight%)								
		O	C	Si	Fe	Al	K	Mg	P	Ca
M5	GENERAL M5	56.71	7.41	17.01	2.98	5.20	1.48	0.68		8.53
	ZONA 1	51.96		13.03	23.30	5.85	1.46	0.69	0.73	2.98
	ZONA 2	58.99		22.72	3.25	6.95	1.73	0.98		5.37

4.2.2.6. Muestra M5 BLANCO

En la micrografía que se ilustra en la figura 56 y que representa un aspecto general de la muestra M5 BLANCO se distinguen partículas subhedrales con superficies rugosas, las cuales se presentan de entre 7.36 μ m a 31.57 de largo por 5.26 μ m a 26.31 μ m de ancho, las partículas de tamaño intermedio son del orden de las 43.47 μ m a 49.91 μ m de ancho por 57.89 μ m a 130.43 de ancho por último, las más grandes tienen un tamaño de 195.65 μ m a

358.69 μm de largo por 43.47 μm a 326.08 μm de ancho. En general la muestra se encuentra compuesta por O, C, Mg, Ca, Si y Al como se muestra en el EDS de la figura 57.

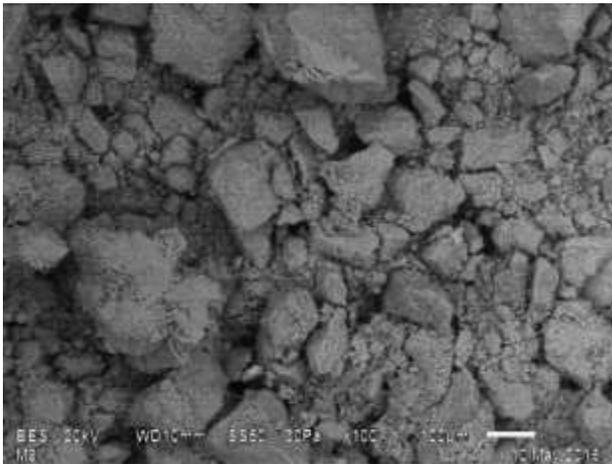


Figura 51. Micrografía general de la muestra M5 BLANCO

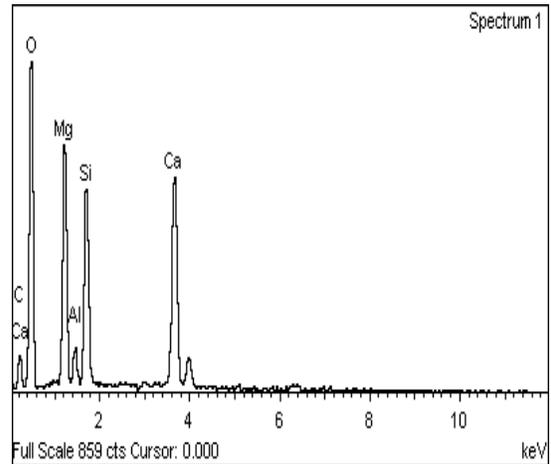


Figura 50. Espectro de EDS aspecto general de la muestra M5 BLANCO

La figura 58 es un acercamiento de la muestra M5 BLANCO donde se distinguen dos zonas. La zona 1 en donde se aprecia una partícula de forma anhedral del orden de 3.06 μm de largo por 1.02 μm de ancho con una composición elemental de O, C, Si, Fe, Ti, Mg, Ca y Mn mientras que, la zona 2 se conforma de una superficie constituida de partículas anhedrales de entre 9.18 μm de largo y 7.14 μm ancho cuya composición elemental corresponde a de O, C, Si, Al, Ti, Mg y Ca.

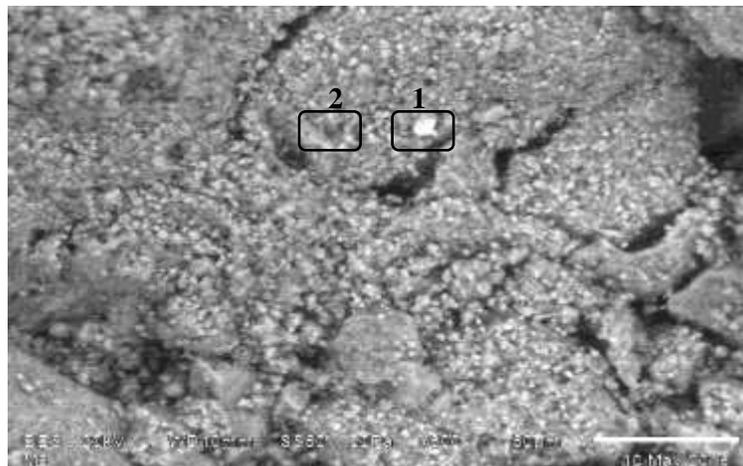


Figura 52. Micrografía a detalle de la muestra M5 BLANCO.

La tabla XVI muestra el porcentaje en peso obtenido por medio del EDS de la M5 BLANCO en sus aspectos general y a detalle. La micrografía a detalle presento dos zonas de diferentes, las cuales se analizaron por este método.

Tabla XVI. Porcentajes en peso de los elementos que conforman la muestra M5 BLANCO.

Muestra		Elementos (Weight %)								
		O	C	Si	Fe	Al	Ti	Mg	Mn	Ca
M5 BLANCO	GENERAL M5 BLANCO	58.18	11.73	7.25		1.40		9.82		11.62
	ZONA 1	21.37	6.66	3.50	44.74		10.10	5.74	2.22	5.68
	ZONA 2	58.73	8.87	5.71		1.07		7.83		17.79

4.2.2.7. Muestra M5 TRASLUCIDO.

La figura 59 ilustra un aspecto general de esta muestra M5, en la cual se distinguen dos regiones: la primera constituida por fragmentos que presentan formas subhedrales que varían de 687.50µm a 125.00µm de largo y de 450.00µm a 43.75µm de ancho. La segunda conformada por partículas más pequeñas del orden de 43.57µm a 12.50µm de largo y de 25.00µm a 10.00µm de ancho compuesta por O, Si, Ca y Mg como lo muestra el EDS de la figura 59.

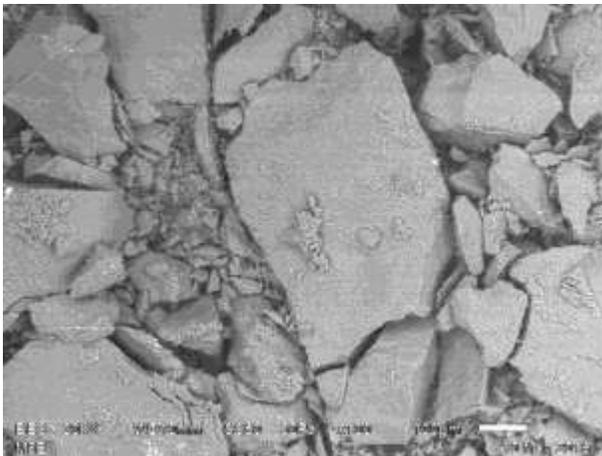


Figura 54. Micrografía general de la muestra M5 TRASLUCIDO

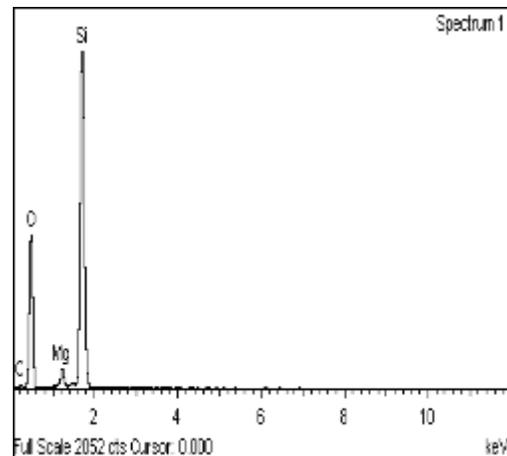


Figura 53. EDS de la muestra general M5 TRASLUCIDO.

La tabla XVII muestra el porcentaje en peso obtenido por medio del EDS de la M5 BLANCO en sus aspectos general y a detalle. La microfotografía a detalle presento dos zonas de diferentes, las cuales se analizaron por este método.

Tabla XVII. Porcentaje en peso de la muestra M5 TRASLUCIDO.

Muestra		Elementos (Weight %)			
		O	C	Si	Mg
M5 TRASLUCIDO	GENERAL M5 TRASLUCIDO	58.00	8.23	31.87	1.89

4.2.4. Resultados de análisis de Plasma de Acoplamiento Inducido (ICP).

Los análisis de ICP de las muestras colectadas de un núcleo de barrenación, fueron interpretadas para comparar la abundancia de elementos entre la zona mineralizadas, zonas infrayacentes sin mineralización y una muestra de condrita (Figura 62).

Elementos liófilos de ión grande (LILE) en comparación con la corteza continental superior (UCC; McLenan) en donde las lutitas de edad jurásico inferior tienen enriquecimiento en: Nb= 2.4, Hf=10, y Th= 1.8. En tanto, los elementos traza de transición (TTE): V=28, Cr=30, Co=2.2, Cu=7, Ni=10, El contenido de Cr=30 y Ni=10 ppm son en general bajos, lo que es indicativo de fuente félsica, pero cabe mencionar que Co= 2.2, V=28 y Cu= 7. Elementos de tierras raras (REEs) lantánidos, La-Lu Tierras raras ligeras del Ce (LREE), La al Eu, Tierras raras pesadas del Ytrio (HREE) Y= 8.8, Ga=2.5 hasta Lu. La mineralización tiene concentración mayor en LREE que el UCC. Y empobrecimiento en HREE con anomalía negativa de Eu.

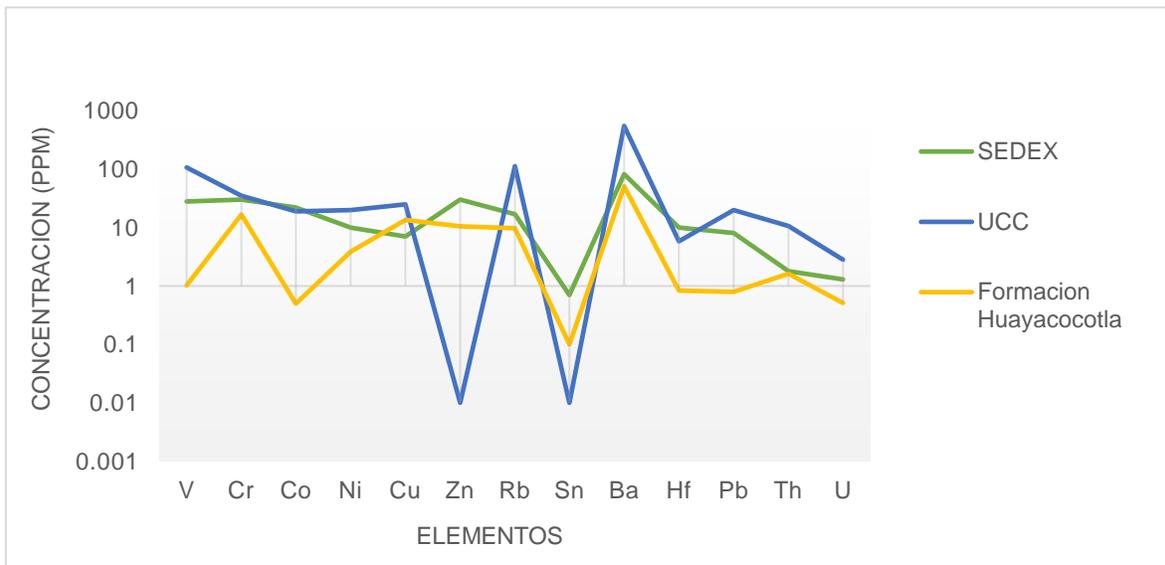


Figura 56. Gráfico de comparación elemental entre SEDEX/UCC/F. H uayacocotla.

DISCUSIÓN

El presente trabajo proporciona una guía de modelos tectónicos y sedimentarios para la prospección indirecta acertada de este tipo de yacimientos sin embargo es necesario contar con estudios posteriores para delimitar las características económicas del yacimiento.

Para el presente trabajo se delimito una estructura de apertura cortical que favoreció el emplazamiento mineral de características sedimentarias exhalativas. En la antigüedad Shimt Effin (1987) describió el área como si se tratara de un alaucógeno de afinidad atlántica pero interpretaciones geodinámicas recientes han probado la existencia de una mega estructura de rift antiguo Cerecedo (2003) para esta área. Así mismo, Maynard y Clayn (1993) estudiaron gradientes de subsidencia llegando a la misma conclusión. Para el presente trabajo se delimito que se trata de una estructura de tipo rift basado en los criterios de Jowett (1989). De igual manera Mc Clay es quien relaciona los yacimientos SEDEX de Zn y Pb con las características de rift así como Godfellow 1983 relaciona el ambiente geodinámico de rift con el emplazamiento de minerales de yacimientos tipo SEDEX.

El origen del Golfo de México ha generado controversia a lo largo de los años, existen ideologías que afirman que tiene naturaleza atlántica como es el caso de Erben, que delimito esta afinidad en base al contenido faunístico del Jurásico Inferior únicamente al igual que Smith effing quien trabajo en una parte de Tenango de Doria Hidalgo estudiando una pequeña área por otro lado, Amos Salvador(1986) creo una serie recopilación de datos de pozos que cortan las formaciones Triásicas-Jurásicas del oriente de México por otro lado, existe la antítesis de esta ideología la cual tiene por origen del Golfo de México al océano Pacifico donde Cantú Chapa describió transgresiones ocurridas durante en el Jurásico Medio y Superior delimitando en base a contenido faunístico una afinidad pacifica evento que favoreció la formación del Tethys, de igual manera Cerecedo(2003) siguió las evidencias de las bases de las secuencias transgresivas tomando en cuenta los depósitos heterocrónicos de red bed que coinciden con las transgresiones meso y neo jurásicas en México como base depósitos continentales así mismo, Maynard y Klein calcularon la subsidencia diferencial del área de Molango y la compararon con otros yacimientos de tipo sedimentario , por ultimo Shuter K linwoírth y Bartok (1994) mencionan una afinidad pacifica explicando el

mecanismo cinético del giro del bloque de Yucatán al momento de la apertura del Golfo de México.

Los resultados obtenidos a través de este trabajo permiten obtener observaciones en campo y establecimientos estratigráficos que delimita que la dirección de las transgresiones es NE-SW para esta zona.

Por otro lado en el caso de las discordancias se tiene predominio de discordancias angulares en el caso del Jurásico Superior, la Formación Cahuizas se encuentra descansando en discordancia con el Jurásico Inferior con la Formación Huayacocotla en el área de Ixtlahuaco Hidalgo. En el área de estudio no se observa ningún contacto entre el Paleozoico y el Jurásico Inferior por lo que se infiere que el paleozoico que aflora al este del área de estudio es de naturaleza alóctona.

Con modelo de erosión se pudo delimitar los contrafuertes, límites donde se forman las cabalgaduras que como se ha demostrado en el presente trabajo están íntimamente ligadas al emplazamiento de este tipo de yacimientos. Así mismo, el modelo tectónico muestra que el yacimiento SEDEX aquí estudiado se relaciona con un acortamiento local máximo como lo muestra la sumatoria de esfuerzos positivos en el área de estudio.

El origen de los yacimientos SEDEX es controversial debido a que la naturaleza de su ambiente de depósito puede ser de dos tipos principales, carbonatada o siliciclástica (oxidante o reductor); los yacimientos carbonatados suelen ser de grandes extensiones y siliciclásticos más pequeños. De igual manera se debe considerar la depositación o removilización que existió en la cuenca de formación.

Cabe recordar que los depósitos SEDEX se forman en fondos marinos de modo que su incorporación a áreas continentales, donde ellos se explotan, se produce por fenómenos tectónicos, principalmente por acreción o colisión continental. Esto significa que los depósitos generalmente presentan una notable deformación tectónica incluyendo pliegues y fallas. En las últimas décadas se han reconocido varios de estos depósitos recientes en las dorsales oceánicas, pero a la fecha no existe explotación de los depósitos submarinos holocenos, debido a los costos involucrados y los posibles efectos en el medioambiente marino.

En función de los resultados experimentales es posible identificar dos grupos de muestras, el primero que presenta características de tipo SEDEX y que está constituido por las muestras M1, M2 ROJO, M2 GRIS que corresponden a la Formación Huayacocotla y en las cuales se distingue la presencia de cuarzo bajo, pirita, muscovita e ilita minerales que nos permiten determinar la temperatura de formación del yacimiento (temperatura baja); así mismo, el análisis elemental por EDS nos permite identificar elementos como el C y K lo que contribuye a inducir un ambiente tipo reductor con detritos de afinidad félsica.

Por otra parte el análisis por ICP de la muestra M2 GRIS que corresponde a la formación Huayacocotla arroja resultados de presencia de tierras raras ligeras como lo son Nb, Hf, y Th, de igual forma elementos traza de transición (TTE): V, Cr, Co, Cu, Ni. El contenido de Cr y Ni, lo que permite reforzar que constituye una fuente félsica, pero cabe mencionar que Elementos de tierras raras (REEs) lantánidos, identificando tierras raras ligeras del Ce (LREE) como La al Eu y tierras raras pesadas como el Y, Ga y Lu. La mineralización tiene concentración mayor en LREE que el UCC. Y empobrecimiento en HREE con anomalía negativa de Eu.

Se identificó la presencia de estructuras de tipo stockwork con exhalitas de cuarzo, pirita, hematita e ilita que son mencionadas por Godfellow (1993) como minerales de formación submarina en rango de temperaturas de 200°C a 300°C al describir las etapas de formación de yacimientos SEDEX.

El segundo grupo de muestras M3 y M4 que corresponden a las Formaciones Tepexic y Cahuascalas están constituidas por cuarzo, muscovita, lo que indica que dichas formaciones, se llevaron a cabo por procesos hidrotermales como consecuencias de la dinámica cortical. Por lo que debido a estas características refuerza los resultados obtenidos en campo de que corresponde a una formación sedimentaria de carácter continental.

El tercer grupo que corresponde a las muestras M5, M5 BLANCO y M5 TRASLUCIDO correspondiente a la Formación Atotonilco el Grande conformadas por cuarzo, calcita, dolomita, zeolita y cristobalita característicos de ambientes vulcanogénicos y tiene

naturaleza bimodal parámetro de utilidad para definir la estructura de tipo rift como se indica en la descripción de esta Formación en el marco geológico.

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se desarrolla un modelo en el cual se propone una metodología alternativa necesaria para determinar y ubicar la mineralización de tipo SEDEX del Jurásico Inferior en un blanco de exploración específico. Se obtiene un 90 % de precisión, en contraste, con un método tradicional de prospección en una área de 25 km² y con una precisión menor al 60 %. La mejoría en la ubicación de blancos de exploración, se logró innovando al aplicar las variables que consiste en ubicar una región afectada por una estructura de apertura cortical tipo rift que hayan sido depositadas en una secuencia sedimentarias que presentan evidencias de transgresiones marinas.

Las evidencias de las bases de las secuencias transgresivas tomando en cuenta los depósitos heterocrónicos marinos en México coinciden con las transgresiones Protojurásico como puntos de prospección para metales base. En el desarrollo de esta investigación se propone ubicar como punto de partida la zona de estudio para la exploración a las areniscas y pizarras de la Formación Huayacocotla del Jurásico Inferior por métodos indirectos de exploración de metales base. Lo cual permite deducir lo siguiente:

La Formación Huayacocotla es de depositación marina que cambia a continental y que contiene evidencias de una incursión marina con posible afinidad con el Tethys, y se consideran de origen transgresivo ocurrido durante el protojurásico.

De acuerdo al comportamiento oscilatorio de las transgresiones marinas evidenciadas en las Formaciones Otlamalacatla, Huayacocotla, Tepexic y Santiago en el presente trabajo se considera que la apertura del Golfo de México es de origen Pacífico.

Las relaciones tectónicas observadas en el área de estudio indican que el área estudio fue influenciada por una estructura de tipo rift de edad Jurásica, además, esta mega estructura favoreció el emplazamiento de la mineralización de metales base.

La delimitación de la erosión nos proporcionó el comportamiento geodinámico y su relación entre la distribución de las formaciones. Por lo que se desprende que la mayoría de los esfuerzos son positivos teniendo mayor ocurrencia las estructuras tipo horst, que forman pilares.

Gracias a la Difracción de rayos X se pudo delimitar el tipo de ambiente y condiciones que originan a cada una de las Formaciones aquí estudiadas. Donde se observó que el área de estudio cuenta con Formaciones de ambientes marinos, continentales, y transicionales. Esta variación de ambientes de formación nos proporciona evidencias de transgresiones marinas durante el Jurásico.

La muestra M2 GRIS correspondiente a la Formación Huayacocotla en el yacimiento presento fases minerales pirita, cuarzo bajo y muscovita, mientras que, en la muestra M2 ROJA se identifican ilita, pirita y hematita tomada de la misma zona pero a diferentes profundidades, lo cual nos indica la naturaleza siliciclástica del yacimiento y que la formación se depositó en condiciones reductoras. La afinidad del yacimiento es de tipo félsico con un contenido de elementos traza de transición V, Cr, Co, Cu, Ni. El cuerpo mineralizado muestra una zona rica en Au, Pt, V, Cr, Cu, Ag, Zn, Pb and Ba.

Este estudio se considera la etapa inicial para la prospección de un yacimiento de tipo SEDEX, recomendando realizar un estudio detallado de caracterización y potencial económico para su posterior explotación. Los valores de metales base en el afloramientos pueden considerarse de interés económico; así mismo, el afloramiento estudiado puede clasificarse como yacimiento SEDEX de metales base.

REFERENCIAS

Armstrong-Altri, J., & Avila-Ramirez, G. M. (2009). Geoquímica de elementos traza y tierras raras de rocas clásticas del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, estado de Hidalgo, México. Pachuca, Hidalgo: Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo

Barboza-Gudiño, J. R., Ocampo-Díaz, E.y. Zavala-Monsiváis A., & López-Doncel, R. A., (2014). Procedencia como herramienta para la subdivisión estratigráfica del Mesozoico temprano en el noreste de México: REVISTA MEXICANA DE CIENCIAS GEOLÓGICAS. 20 (10).1-22

Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G. & Barajas-Nigoche, L. D. 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: Geosphere. 6. doi: 10.1130/GES00545.1

Aguayo-Camargo, J. E. (1977). Sedimentacion y diagenesis de la Formacion Chipoco (Jurásico Superior) en afloramientos, Estados de Hidalgo y San Luis Potosi. *Revista del Instituto Mexicano del Petroleo* , 11-37.

Barry Maynard, J., & D. Klein, G. (1993). Tectonic Subsidence Analysis in the Characterization of Sedimentary Ore Deposits: Examples From the Witwatersrand (Au), White Pine (Cu), and Molango (Mn). *Economic Geology* , 37-50.

Cantú-Chapa, A. (1969). Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del Subsuelo de Poza Rica; Ver. *Revista del Instituto Mexicano del Petroleo*, v. 1 , 3-9.

Cantú, Chapa, A., 1971, La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro Este de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3, 17-40.

Cantú-Chapa, A. (2001). Mexico as the Western Margin of Pangea based on Biogeographic evidence from the Permian to the Lower Jurassic. *AAPG* , 1-27.

Carrillo-Bravo, J. (1965). Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v.17 , 73-96.

Centeno-García, E., 2013., Caracterización del prisma de acreción del mesozoico temprano del occidente-centro de México: implicaciones en la distribución regional de yacimientos minerales (en línea). Academia de Ingeniería. Fecha de consulta: 10-nov- 2014.

Centeno-García, E., & Rosales-Lagarde, L. (1997). En Itinerario de la excursión al anticlinorio de Huayacocotla en la region de Molango, estado de Hidalgo, México-Tercer Día (págs. 41-43). Pachuca, Hidalgo: Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, y la Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.

Cerecedo Sáenz, E. (2003). La mineralización de Cu y Ag del Rift Triasico-Jurasico del oriente de México.

Cerecedo Sáenz, E., Salinas R., E., Cantú C., A., Patiño C, F., Ramírez C., M., Hernández A., J., y otros. (2009). La Formación Chipoco y su relación estratigráfica con el posible yacimientos manganesífero de Chichapala; Veracruz. Revista de investigación científica del CIMMMYSH, 40-52.

Cerecedo Sáenz, E., & Salinas Rodríguez, E. (2013). Guía rápida de exploración Geológica y Minera. Academia Española.

Cerecedo E.,Rodríguez V., Andrade P.,Salinas E., Hernández J. y Arenas A.(2014). El yacimiento de metales Base en Molango, Hidalgo, México: estructura y mineralogía. Tópicos de investigación de ciencias de la tierra UAEH, 2, 53.

Cerecedo E.,Rodríguez V., Andrade P.,Salinas E., Hernández J. and Arenas A.,(2015). Chemical Characterization of a Mineral Deposit of Economic Interest. Material Research Society. Vol 1766. doi: 10.1557/opl.2015.418, Published online by Cambridge University Press 12 May 2015

Cerecedo E.,Rodríguez V., Andrade P.,Salinas E., Hernández J. y Arenas A.(2014). El yacimiento de metales Base en Molango, Hidalgo, México: estructura y mineralogía. En A Veloz (Pesidencia), Tópicos de investigación de ciencias de la tierra UAEH 2014. Congreso llevado a cabo en Pachuca de Soto, Hidalgo.

Cerecedo E.,Rodríguez V., Andrade P.,Salinas E., Hernández J. and Arenas A.,(2015). Chemical Characterization of a Mineral Deposit of Economic Interest. En A. Salinas (Pesidencia), XXIII International Materials Research Congress 2014. Congreso llevado a cabo en Cancún, México.

- Erben, H. (1956). El Jurásico Inferior de México y sus amonitas. Congreso Geológico Internacional (pág. 393). México, D.F: Monografía. Goodfellow, W., Lydon, J., & Tuner, R. (1993). Geology and Genesis of Stratiform Sediment-Hosted (SEDEX) Zn-Pb-Ag Sulphide Deposits. Geological Association of Canada, 201-251.
- Goldhammer, R. K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J. L., and Lawton, T. F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 340.
- Hermoso-de la Torre, C., & Martinez-Perez, J. (1972). Medicion detallada de formaciones del Jurasico Superior en el Frente de la Sierra Madre Oriental. *Asociacion Mexicana de Geólogos Petroleros* , 45-64.
- Imlay, R. W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula. Part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 1091–1152.
- Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 48, 567-630.
- Imlay, W.R., 1940. Neocomian faunas of northern Mexico. – GSA Bulletin, 51: 117- 190.
- Imlay, R.W, 1953, Las formaciones jurásicas de México: Boletín de la Sociedad Geológica de México, 16, 1-65.
- Lutz, R. (2003). Amamece en el abismo. National Geographic en español, 96-106.
- Lunar, R.; Oyarzun, R; (1991). *Yacimientos minerales: técnicas de estudio, tipos, evolución metalogénica, exploración*. Centro de Estudios Ramón Areces. -
- Maynard, J.B.,G.D., 1995. Tectonic subsidence analysis in the characterizatio of sedimentary ore deposits- examples the Witwatersrand (Au), White Pine (Cu), and Molango (Mn): Economic Geology, v.90, núm.1, p.37-50.

Melgarejo, J.-C. (1997). Atlas de Asociaciones Minerales en Lámina Delgada. Barcelona: Universidad de Barcelona.

Ochoa-Camarillo, H.R., 1997, Aspectos bioestratigráficos, paleoecológicos y tectónicos del Jurásico (anticlinorio de Huayacocotla) en la región de Molango, Hidalgo, en Gómez-Caballero, A., Alcayde-Orraca, M. (eds.), II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Pachuca, Hidalgo, México: México, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UAEH, Instituto de Geología, UNAM, Simposio y Coloquio, sin paginación.

Ochoa-Camarillo, H. (1997). Geología del anticlinorio Huayacocotla en la region de Molango, Hgo., Mexico. En *Libro-guia de las excursiones geologicas* (págs. 1-17). Pachuca.

Petróleos Mexicanos (PEMEX), 1988, Estratigrafía de la República Mexicana, Mesozoico: México, D.F., Subdirección de Producción Primaria, Coordinación ejecutiva de Exploración, Informe inédito, 216 p.

Okita, P. (1992). Manganese Carbonate mineralization in the Molango district, Mexico. *Economic Geology*, 87, 1345-1366.

Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. «Glosario de Geología». Consultado el 3 de mayo de 2010. http://www.ugr.es/~agcasco/personal/rac_geologia/rac.htm.

Robert, B., & James, M. (1972). *Photographic Atlas of the Mid-Atlantic Ridge Rift Valley*. New York: Springer-Verlag.

Marjoribanks, R. (2010). *Geological methods in mineral exploration and mining*. Berlin: Springer.

Rona, P.A., 1988. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges. *Canadian Mineralogist*, V. 26, p. 431-465.

Taylor, S., & McLennan, S. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications, 312.

Sawkins, F.J., 1990. Integrated tectonic-genetic model for volcanic-hosted massive sulphide deposits. *Geology*, V. 18, p. 1061-1064.

Schmidt, E. R. (1980). *The Huayacocotla Aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the gulf of México*. Baton Rouge, Louisiana: Louisiana State University.

Segerstrom, K. (1961). *Geologia del suroeste del Estado de Hidalgo y del noreste del estado de Mexico*. Asociacion Mexicana Geologos Petroleros, 13, 147-168.

Suter, M. (1987). Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 239-264.

Suter, M. (1990). *Hoja Tamazuchale 14Q-E(5), Con geologia de la Hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Queretaro y San Luis Potosi*. Mexico, D.F.: Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Instituto de Geologia, Carta Geologica de Mexico.

Vassallo, L; 2008; *Yacimientos minerales metálicos; Centro de Geociencias, UNAM*; 6-15 pags.