



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

GEOLOGÍA Y EXPLORACIÓN GEOFÍSICA EN SAN
MIGUEL TECOMATLÁN, MUNICIPIO NOCHIXTLÁN,
OAXACA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:

GARCÍA HURTADO MARÍA FERNANDA

DIRECTOR DE TESIS:

DRA. MARÍA ALEJANDRA ARCINIEGA CEBALLOS

Ciudad Universitaria, CDMX, 2020





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

1. Datos del estudiante

Apellido paterno: García
Apellido Materno: Hurtado
Nombre(s): María Fernanda
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
No. de cuenta: 312325767

2. Datos del tutor

Puesto dentro del jurado: secretario
Grado: Dr.
Nombre(s): María Alejandra
Apellido paterno: Arciniega
Apellido materno: Ceballos

3. Datos de los sinodales

Puesto dentro del jurado: presidente
Grado: Dr.
Nombre(s): Claudia
Apellido paterno: Arango
Apellido materno: Galván

Puesto dentro del jurado: vocal
Grado: Lic.
Nombre(s): José Teodoro
Apellido paterno: Hernández
Apellido materno: Treviño

Puesto dentro del jurado: suplente 1
Grado: Mtro.
Nombre(s): Alejandro
Apellido paterno: Rosado
Apellido materno: Fuentes

Puesto dentro del jurado: suplente 2

Grado: Mtro.

Nombre(s): Juan Esteban

Apellido paterno: Hernández

Apellido materno: Quintero

4. Datos del trabajo escrito

Título: Geología y Exploración Geofísica en San Miguel Tecomatlán, Municipio
Nochixtlán, Oaxaca

Páginas: 146

Año: 2020

Agradecimientos

Las primeras personas a las que quiero agradecer son, y siempre serán, a mi familia. Mis padres, Alejandro y Norma, que siempre han estado ahí para mí, apoyándome y creyendo en mí. Mis hermanas, Mónica y Ana, no podría imaginarme una vida sin ustedes. A mis primas, Carolina, Paola, Dulce, Isabel, y Nayeli, por todo el apoyo en los tiempos difíciles, pero especialmente por todos los momentos diarios. A mis demás primos y primas, tíos y tías, abuelos, las personas que están aquí y las que ya no, a ustedes les debo lo que soy.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por recibirme y por todo el impacto que han tenido no solo en mi educación, sino en toda mi vida. “Aprender a aprender, aprender a hacer y aprender a ser” es algo que no hubiera podido cultivar en ningún otro lugar. Siempre estaré en deuda, me han dado mucho más de lo que he devuelto.

A mis amigos de la carrera, por todos los momentos pasados: fiestas, usando los pastos para jugar cartas, hallando nuevas tierras en prácticas de campo, riendo, en las clases y laboratorios, retas de basquetbol y futbol. Todos los momentos eran muy especiales con ustedes, no hubiera podido pedir amigos más divertidos.

A todos los excelentes profesores con los que he tenido la suerte de encontrarme en la carrera, y especialmente aquellos con los que he podido trabajar y que me han abierto las puertas de sus laboratorios. Me han ayudado a desarrollarme, a encontrar lo que me apasiona, y a mejorar en todos los aspectos.

A la Dra. Alejandra Arciniega Ceballos por su dedicación y apoyo, sin los cuales este proyecto no se podría haber realizado, y hubiera quedado sólo como una idea más. A mis sinodales: Dra. Claudia Arango Galván, Ing. Teodoro Hernández Treviño, M. en C. Alejandro Rosado Fuentes y M. en C. Esteban Hernández Quintero, por todo el tiempo dedicado a esta tesis, sus observaciones para mejorarla, y por su disposición para ayudarme a resolver los problemas que se fueron presentando.

Por todo el apoyo durante las jornadas de campo, reitero mi agradecimiento a la Dra. Alejandra Arciniega, al Ing. Teodoro Hernández, y al M. en C. Alejandro Rosado, y extendiendo mi agradecimiento a Mariana Peña Guerrero, gran compañera en campo, pero aún mejor amiga; a mis abuelos Fidel García y Matilde García, por su apoyo incondicional no solo en este trabajo, sino a lo largo de mi vida.

A los pueblos de San Miguel Tecamatlán, San Mateo Etlatongo y San Francisco Jaltepetongo, por permitirme desarrollar este trabajo, y especialmente al pueblo de San Miguel Tecamatlán, por todo el apoyo que nos otorgaron y por su cálido recibimiento.

Agradezco al proyecto PAPIIT IN108219 por el apoyo brindado para la realización del campo y a través de la beca de titulación. Al Instituto de Geofísica por el apoyo brindado a través del proyecto interno IGEOF G-136 y a través de una beca para tesis de licenciatura. Al LUGIS por el préstamo de equipo y la ayuda para realizar los análisis de láminas delgadas.

Atesora los momentos, no al tiempo.

Índice

1	Resumen.....	1
2	Introducción.....	2
3	Planteamiento del trabajo.....	5
3.1	Ubicación del área de estudio.....	5
3.2	Rasgos fisiográficos y geográficos.....	7
3.3	Hipótesis del trabajo.....	8
3.4	Objetivos y metas.....	8
4	Marco teórico.....	10
4.1	Sistemas kársticos.....	10
4.1.1	Formación.....	10
4.1.2	Desarrollo.....	13
4.2	Análisis estructural.....	16
4.2.1	Comportamiento dúctil y frágil.....	16
4.2.2	Fallas inversas.....	22
4.3	Métodos geofísicos: refracción sísmica.....	26
4.3.1	Aplicación en sistemas kársticos.....	26
4.3.2	Refracción sísmica.....	29
5	Marco geológico.....	38
5.1	Escala multiestatal: Sierra Madre del Sur.....	38
5.2	Escala regional.....	39
5.2.1	Terrenos Mixteca y Oaxaca.....	39
5.2.2	Marco tectónico regional.....	42
5.3	Escala local.....	43
6	Exploración geológica.....	48
6.1	Campañas de campo.....	48
6.2	Descripción y análisis de muestras geológicas y datos estructurales.....	50

6.3	Cartografía geológica, descripción y estratigrafía de litologías observadas en el área de estudio.....	51
6.4	Sección geológica.....	62
6.5	Análisis estructural de la Falla Tecomatlán.....	67
6.6	Petrografía.....	76
6.6.1	Complejo Oaxaqueño.....	76
6.6.2	Unidades calcáreas.....	78
6.6.3	Unidades ígneas.....	81
7	Exploración geofísica.....	90
7.1	Breve descripción de las cuevas.....	91
7.2	Adquisición de datos.....	93
7.3	Procesamiento de datos sísmicos.....	95
7.4	Perfiles sísmicos.....	97
7.5	Análisis de perfiles.....	103
8	Integración de resultados e interpretación.....	108
9	Conclusiones y recomendaciones.....	111
10	Apéndice.....	113
10.1	Clasificación de sistemas kársticos.....	113
10.2	Esfuerzo y tensor de esfuerzos.....	115
10.3	Deformación.....	120
10.4	Fundamentos de los métodos sísmicos.....	122
10.5	Paleontología.....	131
10.6	Onda directa.....	135
10.7	Onda refractada.....	135
10.8	Distancia de cruce.....	138
10.9	Onda refractada en capas inclinadas.....	138
11	Referencias.....	142

Índice de figuras y tablas

FIGURA 3.1. MAPA DE LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.	6
FIGURA 3.2. RASGOS GEOGRÁFICOS DESCRITOS DENTRO DE LA ZONA DE ESTUDIO, REALZANDO LA FALLA TECOMATLÁN.....	7
FIGURA 4.1. PROCESO DE DISOLUCIÓN DE ROCAS CALIZAS EN CONTACTO CON UN CUERPO DE AGUA ACIDIFICADO.....	11
FIGURA 4.2. EFECTOS DEL INTEMPERISMO QUÍMICO EN SUPERFICIE. KARST FLUVIAL.....	12
FIGURA 4.3. CAMBIOS ESTACIONALES EN EL NIVEL BASE DEL AGUA.....	13
FIGURA 4.4. EFECTO DEL CAMBIO DE RELIEVE SOBRE EL NIVEL BASE.....	14
FIGURA 4.5. RESUMEN DE LAS MORFOLOGÍAS DE CUEVAS CON RELACIÓN A SU POROSIDAD INICIAL Y SU TIPO DE RECARGA.....	15
FIGURA 4.6. CUERPOS ELÁSTICOS Y SU RESPUESTA A ESFUERZOS COMPRESIVOS EN: A) UN SOLO EJE Y B) TODOS LOS EJES.	18
FIGURA 4.7. CIRCULO DE MOHR Y SUS ELEMENTOS.	20
FIGURA 4.8. RELACIÓN ENTRE LA FRONTERA DE RESISTENCIA Y EL PLANO DE FALLA GENERADO, REPRESENTADO EN EL CIRCULO DE MOHR.....	22
FIGURA 4.9. TIPOS DE FRACTURAS GENERADAS BAJO LA ACCIÓN DE ESFUERZOS PERPENDICULARES.....	23
FIGURA 4.10. ÁNGULOS TÍPICOS RESPECTO AL ESFUERZO PRINCIPAL Y A LA HORIZONTAL PARA: A) FALLAS NORMALES Y B) INVERSAS.	24
TABLA 4.1. CLASIFICACIÓN DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS A ESTRUCTURAS KÁRSTICAS SUBTERRÁNEAS.....	28
TABLA 4.2. VELOCIDADES DE LAS ONDAS P Y S, DENSIDAD, COEFICIENTE DE POISSON Y RELACIÓN V_p/V_s PARA AIRE, SUELO Y ROCAS RICAS EN CALCIO.	29
FIGURA 4.11. TRAYECTORIA DE ONDA DIRECTA, REFLEJADA Y REFRACTADA PARA UN CASO DOS DE CAPAS HORIZONTALES.	32
FIGURA 4.12. COMPARACIÓN DE TIEMPOS DE VIAJE PARA LA ONDA DIRECTA, REFRACTADA Y REFLEJADA.....	33
FIGURA 4.13. TRAYECTORIA DE UNA ONDA REFRACTADA EN UNA ESTRUCTURA DE CAPA INCLINADA.....	34
FIGURA 4.14. MALLA GENERADA POR MTS, DONDE CADA CELDA TIENE UN NODO.	36
FIGURA 5.1. TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS EN MÉXICO.	39
FIGURA 5.2. SECCIONES DEL TERRENO MIXTECA Y TERRENOS OAXACA.	41

FIGURA 5.3. CUADRO RESUMEN DE LOS TRABAJOS PREVIOS CON RELEVANCIA PARA EL ÁREA DE ESTUDIO..	47
FIGURA 6.1. MAPA DE TOMA DE MUESTRAS GEOLÓGICAS DENTRO DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	49
FIGURA 6.2. TRAZA DE LA FALLA	50
FIGURA 6.3. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO	52
FIGURA 6.4. AFLORAMIENTO DONDE, POR EFECTO DE LA FALLA TECOMATLÁN, QUEDA EXPUESTO EL COMPLEJO OAXAQUEÑO	54
FIGURA 6.5. CONGLOMERADO YODONDAÁ (ROJO) EN DISCORDANCIA LITOLÓGICA CON EL COMPLEJO OAXAQUEÑO (GRIS).	55
FIGURA 6.6. ARENISCA CONGLOMERÁTICA QUE SOBREYACE AL CONGLOMERADO YODONDAÁ ..	56
FIGURA 6.7. CAPAS DE ARCILLA ROJA (A.R.) INTERCALADAS CON CAPAS DE VOLCANOCLÁSTICO VERDE (VC).....	57
FIGURA 6.8. CALIZA COLOR CREMA CON MACROFÓSILES DE BIVALVOS.	58
FIGURA 6.9. CONGLOMERADO CALCÁREO Y CONGLOMERADO DE MATRIZ DE LIMO Y ARCILLA ROJA.....	59
FIGURA 6.10. LOS CONGLOMERADOS DE MATRIZ ROJA Y MATRIZ CALCÁREA COLOR CREMA COMO VARIACIONES LATERALES UNO DEL OTRO.	60
FIGURA 6.11. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO.	62
FIGURA 6.12. ESQUEMA DEL MODELO CUALITATIVO PROPUESTO PARA EXPLICAR LA DINÁMICA DE LA FALLA TECOMATLÁN.	63
FIGURA 6.13. SECCIÓN GEOLÓGICA EN LA LÍNEA AB.	65
FIGURA 6.14. SECCIÓN GEOLÓGICA EN LA LÍNEA CD.	66
FIGURA 6.15. MAPA CON LOS PUNTOS DONDE SE ENCONTRÓ EVIDENCIA DE DEFORMACIÓN FRÁGIL.	68
FIGURA 6.16. PUNTO D1-7.	69
FIGURA 6.17. EVIDENCIAS DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL.	70
FIGURA 6.18. LÁMINA DELGADA DE LA MUESTRA DE CATACLASITA.....	71
FIGURA 6.19. LÁMINA DELGADA DE LA CALIZA FOLIADA.	72
FIGURA 6.20. ARENISCA IMBRICADA DEL PUNTO D3-7, DOS AFLORAMIENTOS DISTINTOS.....	73
FIGURA 6.21. ZONA DE CONTACTO POR FALLA ENTRE EL COMPLEJO OAXAQUEÑO Y EL CONGLOMERADO TECOMATLÁN.	74
FIGURA 6.22. DATOS ESTRUCTURALES OBTENIDOS EN CAMPO.	75
FIGURA 6.23. LÁMINA DELGADA DE LA MUESTRA D1-04, DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO.	77
FIGURA 6.24. LÁMINA DELGADA DE LA MUESTRA D4-15, DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO.	78

FIGURA 6.25. LÁMINA DELGADA DE ARENISCA CALCAREA.	79
FIGURA 6.26. LÁMINA DELGADA DE LA MUESTRA D3-14.	80
FIGURA 6.27. LÁMINA DELGADA DE LA MUESTRA D2-06.	82
FIGURA 6.28. FOTOGRAFÍAS DE LA MUESTRA D2-09.	83
FIGURA 6.29. LÁMINA DELGADA DE LA MUESTRA D2-09.	84
FIGURA 6.30. CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO DE LA MUESTRA D3-12.	85
FIGURA 6.31. CARACTERÍSTICAS DE LAS MUESTRAS DE MANO ASOCIADAS A LA MUESTRA D3-12	86
FIGURA 6.32. LÁMINA DELGADA DE LA MUESTRA D3-12.	88
FIGURA 7.1. LOCALIZACIÓN DE LAS CUEVAS DENTRO DEL ÁREA DE ESTUDIO EN LA PARTE SUPERIOR. EN EL ACERCAMIENTO A LA CUEVA DEL SEÑOR, CUADRO INFERIOR, QUEDAN SEÑALADAS LAS LÍNEAS SÍSMICAS DONDE SE APLICÓ LA REFRACCIÓN SÍSMICA.	91
FIGURA 7.2. FOTOGRAFÍAS DE: A) INTERIOR DE LA CUEVA DEL SEÑOR, APROXIMADAMENTE EN LA POSICIÓN DE LA SEGUNDA FUENTE, Y B) EQUIPO GPS TRIMBLE MODELO R7 PARA TOMA DE GEOPOSICIÓN DE LOS GEÓFONOS.	93
FIGURA 7.3. ARREGLO DE LÍNEAS SÍSMICAS.	94
FIGURA 7.4. SISMOGRAMA DE LA LÍNEA A CON GEÓFONOS DE 14 HZ.	95
FIGURA 7.5. DIAGRAMA DE FLUJO DETALLANDO LA METODOLOGÍA SEGUIDA PARA EL PROCESAMIENTO DE DATOS SÍSMICOS.	97
TABLA 7.1. RMS ASOCIADO AL RESULTADO DE LAS TÉCNICAS DE INVERSIÓN DE TIEMPO DE VIAJE, TRAZADO DE RAYOS, Y TOMOGRAFÍA SÍSMICA, PARA LAS DOS LÍNEAS REALIZADAS Y LOS DOS TIPOS DE GEÓFONOS EMPLEADOS.	98
FIGURA 7.6. PERFILES OBTENIDOS MEDIANTE LA TÉCNICA DE INVERSIÓN DE TIEMPO DE VIAJE, CONSIDERANDO CUATRO CAPAS, PARA LA LÍNEA A CON LOS GEÓFONOS DE 4.5 (SUPERIOR) Y 14 HZ (INFERIOR).	99
FIGURA 7.7. PERFILES OBTENIDOS MEDIANTE LA TÉCNICA DE INVERSIÓN DE TIEMPO DE VIAJE, CONSIDERANDO CUATRO CAPAS, PARA LA LÍNEA B CON LOS GEÓFONOS DE 4.5 (SUPERIOR) Y 14 HZ (INFERIOR).	100
FIGURA 7.8. TOMOGRAFÍA SÍSMICA OBTENIDA PARA LA LÍNEA A, CON LOS GEÓFONOS DE 4.5 (SUPERIOR) Y 14 HZ (INFERIOR).	101
FIGURA 7.9. TOMOGRAFÍA SÍSMICA OBTENIDA PARA LA LÍNEA B, CON LOS GEÓFONOS DE 4.5 (SUPERIOR) Y 14 HZ (INFERIOR).	102
FIGURA 7.10. ANÁLISIS DE LA TOMOGRAFÍA OBTENIDA PARA LA LÍNEA A EMPLEANDO GEÓFONOS DE 4.5 HZ.	104

FIGURA 7.11. ANÁLISIS DE LA TOMOGRAFÍA OBTENIDA PARA LA LÍNEA A EMPLEANDO GEÓFONOS DE 14 Hz.....	105
FIGURA 7.12. ANÁLISIS DE LA TOMOGRAFÍA OBTENIDA PARA LA LÍNEA B EMPLEANDO GEÓFONOS DE 4.5 Hz.....	106
FIGURA 7.13. ANÁLISIS DE LA TOMOGRAFÍA OBTENIDA PARA LA LÍNEA B EMPLEANDO GEÓFONOS DE 4.5 Hz.....	107
FIGURA 10.1. CLASIFICACIÓN DEL KARST POR ZONA DE DESARROLLO EN PROFUNDIDAD.	113
FIGURA 10.2. CLASIFICACIONES COMUNES DE CUEVAS, DIVIDIENDO POR FACTORES INTERNOS (COLOR VERDE) Y EXTERNOS (COLOR AZUL).	115
FIGURA 10.3. EJEMPLO DE LA APLICACIÓN DE FUERZAS EXTERNAS SOBRE UN CUERPO NO ESFÉRICO.	116
FIGURA 10.4. VECTOR TRACCIÓN (T) SEPARADO EN COMPONENTES T_n Y T_s QUE DEPENDEN DE LA DIRECCIÓN DEL VECTOR NORMAL AL PLANO.....	117
FIGURA 10.5. COMPONENTES DE ESFUERZO EXPRESADOS EN UN ELEMENTO DE VOLUMEN DX, DY, Y DZ.	119
FIGURA 10.6. SEGUIMIENTO DE PUNTOS EN UNA CONFIGURACIÓN INICIAL (A) A UNA CONFIGURACIÓN FINAL (B) MEDIANTE EL ANÁLISIS DEL CAMPO DE DESPLAZAMIENTO (C) Y LA RUTA DE LAS PARTÍCULAS (D).	121
FIGURA 10.7. COMPONENTES DE LA DEFORMACIÓN: A) ROTACIÓN, B) TRASLACIÓN, C) CIZALLA SIMPLE, D) CIZALLA SUBSIMPLE, E) CIZALLA PURA.	121
FIGURA 10.8. PROPAGACIÓN DE ONDAS DE CUERPO A PARTIR DE UN PUNTO DE GENERACIÓN P DENTRO DE UN CUERPO B ₀	127
FIGURA 10.9. DEFORMACIÓN ELÁSTICA ASOCIADA A LAS ONDAS P Y S.....	128
FIGURA 10.10. PRINCIPIO DE HUYGENS EN UNA ONDA A) ESFÉRICA Y B) PLANA.....	129
FIGURA 10.11. ONDAS INCIDENTE, REFLEJADA Y REFRACTADA PARA UNA ONDA P (LÍNEA ROJA SOLIDA) Y UNA ONDA SV (LÍNEA AZUL SEGMENTADA).	130
FIGURA 10.12. FÓSILES ENCONTRADOS EN LA ZONA DE ESTUDIO, RECRISTALIZADOS O EN MAL ESTADO DE PRESERVACIÓN.	133
FIGURA 10.13. IMÁGENES DE MICROFÓSILES OBSERVADOS EN LÁMINAS DELGADAS DE MUESTRAS DENTRO DEL ÁREA DE ESTUDIO	134
FIGURA 10.14. TRAYECTORIA DE UNA ONDA REFLEJADA EN UNA CAPA HORIZONTAL.....	135
FIGURA 10.15. TRAYECTORIA DE UNA ONDA REFRACTADA EN UNA CAPA HORIZONTAL.	136
FIGURA 10.16. TRAYECTORIA DE UNA ONDA REFRACTADA EN UN PLANO INCLINADO.....	139

1 Resumen

El presente estudio explora los efectos de estructuras geológicas sobre el desarrollo de sistemas kársticos en San Miguel Tecamatlán, dentro del distrito Nochixtlán, Oaxaca. Se reportan los resultados de la exploración geológica y geofísica realizada en la zona, la cual tiene dos objetivos: 1) definir la Falla Tecamatlán, que abarca las localidades de San Mateo Etlatongo, San Miguel Tecamatlán, y San Francisco Jaltepetongo; y 2) explorar el sistema kárstico de la zona. Para investigar la cinemática de la Falla Tecamatlán se realizó un levantamiento geológico y muestreo, descripción y análisis de su mineralogía, y se aplicó el método de refracción sísmica en la Cueva del Señor, del sistema kárstico. La información geológica permitió determinar que la Falla Tecamatlán es de cinemática inversa, orientación -N-S, con desplazamiento en dirección este, y se generó durante el Paleógeno. Su desarrollo permitió, durante el Neógeno, el desarrollo del sistema kárstico mediante la generación de fracturas, y se refleja en la morfología del sistema de cuevas y en la alineación de estructuras exokársticas.

2 Introducción

Los sistemas kársticos, como el de San Miguel Tecamatlán, distrito Nochixtlán, Oaxaca, son complejos y presentan una variedad de estructuras que pueden conformar fuentes de agua, hábitat de fauna y flora, tener un valor arqueológico, así como tener un potencial turístico importante. Por su complejidad representan un reto para el desarrollo urbano y provocan fascinación en los seres humanos, adquiriendo muchas veces un valor cultural. Por la riqueza de la zona es importante una correcta comprensión y caracterización del sistema kárstico y de la Falla Tecamatlán para la planeación y realización de estudios posteriores geológicos y geofísicos, enfocados en la evaluación de flujo y acumulación de agua subterránea, la respuesta del terreno, construcción y desarrollo urbano de la zona, y el geoturismo, entre otros.

Como se sabe, la generación y desarrollo de los sistemas kársticos es una combinación de factores, siendo los más importantes el clima, las litologías donde se desarrollan, y las estructuras geológicas afectándolos. En este sentido, los sistemas kársticos solo pueden ser comprendidos dentro de un contexto geológico amplio, en el cual se tome en cuenta no solo las litologías donde se desarrollan sino las estructuras y los procesos geológicos que tuvieron lugar en el pasado.

En el estado de Oaxaca la investigación e información que se tiene de los sistemas kársticos, en estructuras tanto superficiales como subterráneas es limitada. En el Distrito Nochixtlán, que cubre aproximadamente 2800 km² de la zona conocida como Mixteca Alta, se tienen reportadas cuatro cuevas en la compilación de mapas denominada “Mexican Cave Survey” (Moni, s/f). Estas cuevas se encuentran ubicadas en los municipios de San Juan Tamazola y Santiago Tilantongo; en contraste, en el área de estudio no hay reportes de un sistema de paisaje kárstico, pese a que existen cinco cuevas conocidas por la población local y las denominan: Cueva de la Laguna Prieta, Cueva del Señor o Cueva de las Columnas, Cueva del Chicolo, Cueva de Nudabi y Cueva del Pinto (Mejía-Jacinto, 2011; *Comunicación personal con pobladores de localidades aledañas*).

De las observaciones de la morfología y distribución realizados en este estudio, se estima que el sistema kárstico en la región puede ser mucho mayor a lo observable, dado que las litologías calcáreas y estructuras geológicas presentes son condiciones favorables para la formación de una cueva kárstica. El sistema kárstico ha sido mencionado únicamente en el Plan Municipal

de Desarrollo San Miguel Tecamatlán 2011-2013 (Mejía-Jacinto, 2011) como parte de las características generales de su territorio, y poco se sabe de la distribución del mismo. El desconocimiento de la presencia y alcance de sistemas kársticos en la región indica la necesidad de realizar estudios al respecto, pues los resultados de estos estudios pueden aplicarse para la explotación de estos sistemas kársticos como fuentes de agua, para el desarrollo de geoturismo en la región, para proteger a la fauna y flora que habiten en las cuevas, entre otras aplicaciones.

En lo que respecta a la Falla Tecamatlán, no se encontró hasta el momento una caracterización detallada de la cartografía, estratigrafía, o cinemática de la falla. Existe una discusión respecto a las litologías involucradas en la falla, su historia geológica, edad, y distribución (Ferrusquía-Villafranca, 1970; Salas, 1949; Santamaría-Díaz et al., 2008; Schlaepfer, 1970; SGM, 2007). Los diferentes resultados de los trabajos mencionados conllevan dificultades para proponer de manera explícita los mecanismos de deformación que han actuado en el área de estudio, exponiendo las unidades litológicas observables actualmente, y generando un rasgo orográfico con unidades calcáreas como cima. La importancia de comprender estos mecanismos radica en que la deformación ha propiciado la formación de fracturas dentro de las unidades calcáreas, lo que favorece la disolución kárstica sobre estas unidades y la formación del sistema kárstico (Bögli, 1980; Ford y Williams, 2007; Hess, 2008).

En este estudio se aplicó el método de tomografía de refracción sísmica sobre la Cueva del Señor, seleccionada para ejemplificar el sistema kárstico. Para caracterizar a la Falla Tecamatlán se realizó un levantamiento geológico, muestreo, y análisis de muestras mediante mineralogía óptica. Los resultados de la exploración geológica y geofísica, en conjunto, permitieron comprender la relación entre la Falla Tecamatlán y el sistema kárstico, representados en este estudio en particular por la Falla Tecamatlán y el sistema kárstico ubicado en su escarpe. En este estudio se propone que la relación entre la Falla Tecamatlán y el sistema kárstico es de causalidad: los efectos de la Falla Tecamatlán sobre el área de estudio han permitido que se desarrolle un sistema kárstico.

Con los resultados de esta tesis se espera contribuir a la comprensión y caracterización del sistema kárstico, y coadyuvar a las localidades cercanas a planear el desarrollo de la zona y generar ingresos mediante una explotación sustentable del sistema de cuevas. Actualmente

las principales actividades económicas desarrolladas en el área son: agricultura de temporal, principalmente de granos básicos, seguido por el cultivo de forrajes, hortalizas, y en menor porcentaje de legumbres, destinadas principalmente al autoconsumo; la ganadería, especialmente la cría de ganado caprino, ovino, bovino, porcino y aves de corral, destinadas a la venta y autoconsumo; piscicultura (exclusivamente en la localidad de San Mateo Etlatongo); y en la industria de la manufactura y construcción (Mejía-Jacinto, 2011; Rojas-Borja y Flores-Flores, 2011; Velasco-Gomez, 2011). El aumento de ingresos puede ayudar con los problemas que han reportado de migración (Mejía-Jacinto, 2011; Velasco-Gomez, 2011) y evitar la pérdida de la cultura mixteca, ya que actualmente en las poblaciones de San Mateo Etlatongo, San Miguel Tecmatlán, y San Francisco Jaltepetongo, solo el 1.7%, 1% y 22.7% de la población de cada localidad respectivamente se consideran indígenas o hablan alguna lengua indígena (Mejía-Jacinto, 2011; Rojas-Borja y Flores-Flores, 2011; Velasco-Gomez, 2011).

El planteamiento del estudio se expone en el capítulo 3, y tiene como objetivo dar un marco general de referencia de las características del área de estudio, y se incluyen las motivaciones y la línea general que se desarrolla en esta tesis. En el capítulo 4 §§1-2 se plantean las bases de cómo se generan las fallas inversas, sus características y que efecto tienen sobre la generación y desarrollo de los sistemas kársticos, y en el siguiente apartado 4 §3 se presentan las bases de la aplicación de los métodos geofísicos de exploración. El marco geológico se expone en el capítulo 5. En los capítulos 6 y 7 se expone la metodología y resultados obtenidos para la exploración geológica y geofísica respectivamente. La integración de estos resultados y su interpretación se presentan en el capítulo 8, y las conclusiones y recomendaciones finales del estudio se presentan en el capítulo 9.

3 Planteamiento del trabajo

3.1 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en la parte noroeste del estado de Oaxaca, dentro del distrito Nochixtlán, al SO del municipio Asunción Nochixtlán y al S de la Carretera Internacional 190, también conocida como la Carretera Federal México-Puebla. El área se encuentra entre las coordenadas $97^{\circ} 13'30''W$ a $97^{\circ} 19'30''W$ y $17^{\circ} 15'30''N$ a $17^{\circ} 26'30''N$ dentro de la zona conocida como Mixteca Alta (Figura 3.1). Se ubica en la zona SO de la carta topográfica escala 1:50 000 de INEGI, hoja Asunción Nochixtlán (E14D36) ocupando una superficie aproximada de 297 km².

Dentro del área de estudio se encuentran las localidades urbanas de San Francisco Chindúa, San Mateo Etlatongo, San Miguel Tecamatlán, La Luz, Los Ángeles, Magdalena Zahuatlán, San Francisco Jaltepetongo, y Morelos. Entre las anteriores destaca la localidad de San Mateo Etlatongo, San Miguel Tecamatlán y San Francisco Jaltepetongo, donde la Falla Tecamatlán, principal rasgo geológico y orográfico del área de estudio, tiene su exposición más clara.

La zona de estudio se encuentra dentro de la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur (SMS), y dentro del terreno tectonoestratigráfico Terreno Oaxaca, a aproximadamente 18.5 km de la Falla Tamazulapan, que marca el límite entre el Terreno Oaxaca y el Terreno Mixteca. A su vez se encuentra dentro del área estructural conocida como Semi Graben Nochixtlán (SGM, 2007).

La principal vía de acceso al área de estudio es la carretera E.C. (Huajuapán de León – Oaxaca) – San Miguel Tecamatlán. Esta carretera conecta los municipios de San Mateo Etlatongo, San Miguel Tecamatlán, y San Francisco Jaltepetongo. Se puede acceder a esta carretera mediante la carretera 190 Huajuapán de León – Oaxaca, desde el municipio Asunción Nochixtlán (Figura 3.1); este municipio cuenta con terminal de autobús, por lo que el área de estudio es accesible sin vehículo particular. Se puede llegar a las cuevas desde el municipio de San Miguel Tecamatlán mediante una carretera recientemente pavimentada que conduce a la localidad El Progreso. Desde esta carretera una serie de senderos conducen a las diversas cuevas, aunque pocos son suficientemente grandes para permitir el paso de un

vehículo particular. Estos senderos no se encuentran en mapas, pues son solo conocidos y utilizados por las poblaciones locales.

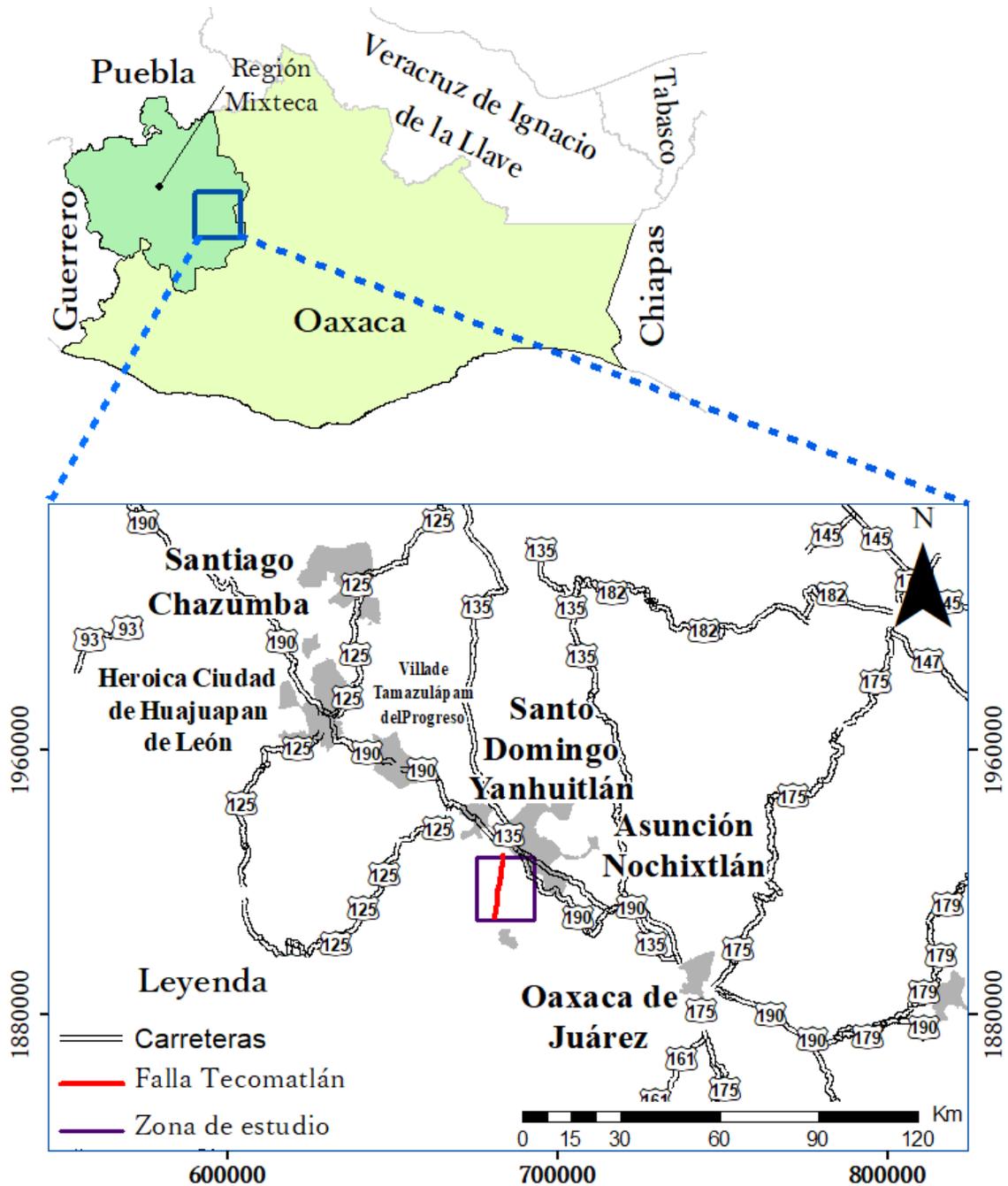


Figura 3.1. Mapa de localización del área de estudio. Sistema de coordenadas: WGS 1984 UTM Zona 14N, unidad: metros.

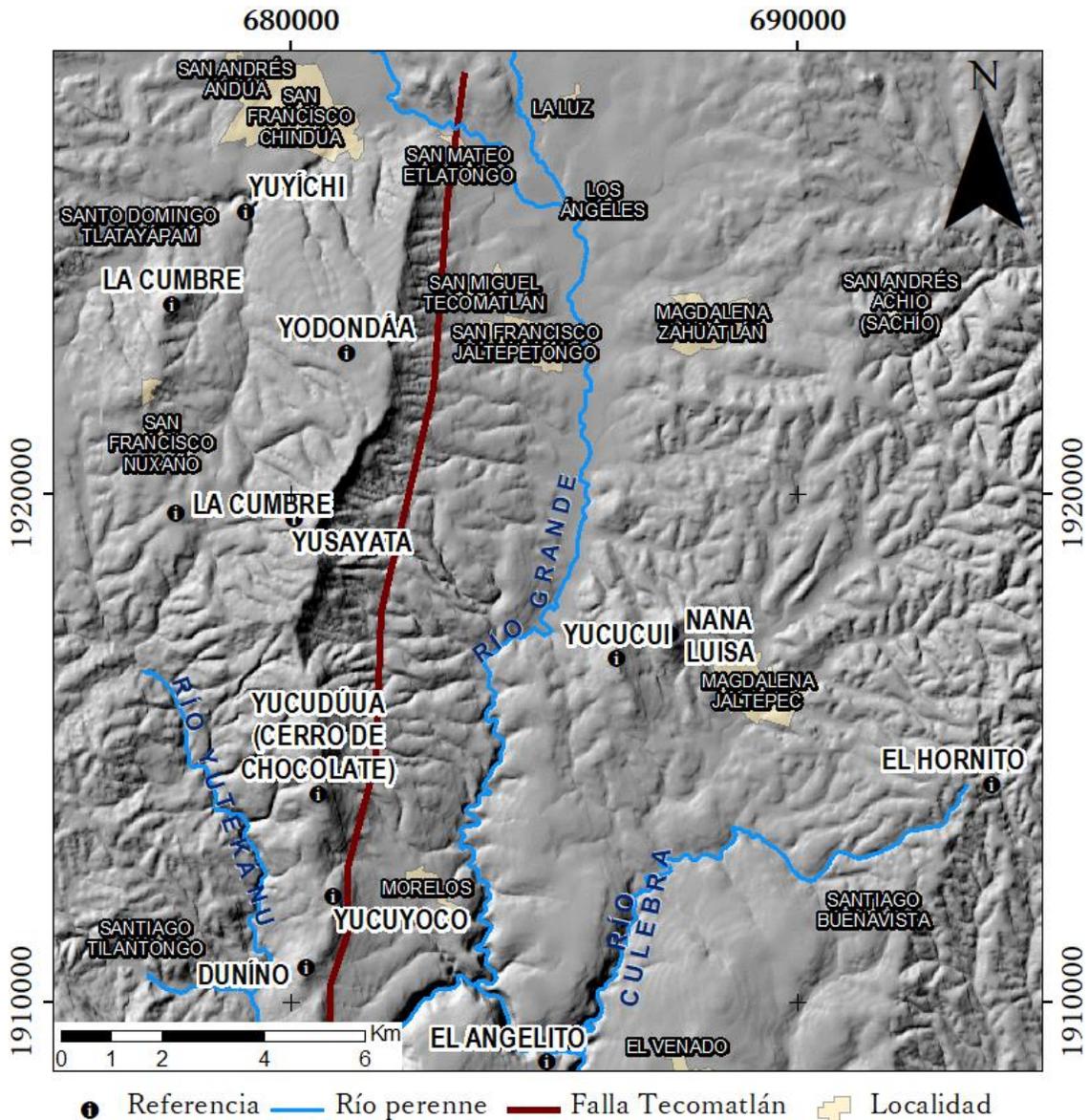


Figura 3.2. Rasgos geográficos descritos dentro de la zona de estudio, realizando la Falla Tecomatlán. Sistema de coordenadas: WGS 1984 UTM Zona 14N, unidad: metros.

3.2 Rasgos fisiográficos y geográficos

El escarpe de la Falla Tecomatlán, también nombrada en otras literaturas como Cuesta de Etlatongo (Schlaepfer, 1970) o como Falla San Francisco Jaltepetongo I (SGM, 2007), constituye el rasgo orográfico principal dentro del área de estudio, así como el de mayor elevación, llegando hasta una altitud de 2600 msnm. La traza de la falla tiene una longitud aproximada de 15 km. La menor elevación se presenta en el lecho del Río Grande, llegando a los 1980 msnm en la zona de mayor caudal dentro del área de estudio. Este río constituye

el principal rasgo hidrográfico, perteneciente a la red hidrográfica Costa Chica – Río Verde, de la cuenca Río Atoyac, subcuenca Río Sordo (INEGI, 1997).

Después del escarpe de la Falla Tecamatlán, las elevaciones ubicadas dentro del área de estudio son: Yodondáa (2420 msnm), La Cumbre (2440 msnm), Yusayata (2500 msnm), Yucudúua o Cerro de Chocolate (2500 msnm), Yucuyoco (2340 msnm), Duníno (2280 msnm), Yucucui (2220 msnm), y Nana Luisa (2300 msnm). Estas elevaciones presentan también las mayores pendientes: la pendiente es cercana a los 70° en la Falla Tecamatlán, a la altura de la elevación Yusayata, y es superior a los 45° en las demás elevaciones mencionadas. Las zonas cercanas al lecho del río presentan, en cambio, pendientes cercanas o iguales a 0° (Figura 3.2).

3.3 Hipótesis del trabajo

El presente estudio tiene como motivación principal sustentar la hipótesis de que la estructura inversa conocida como Falla Tecamatlán ha favorecido la generación y desarrollo del sistema kárstico dentro del área de estudio. Aspectos que sustentan esta hipótesis son la exposición de la litología calcárea, la formación de un microclima favorable para la disolución kárstica, y la formación de fracturas, producto de una deformación en régimen frágil. Esta hipótesis se sustenta principalmente en los trabajos de Pantoja-Alor (1970) y Ferrusquía-Villafranca (1970) en relación con las litologías presentes, sus características y los ambientes sedimentarios asociados, y en los trabajos de Santamaría-Díaz, *et al.* (2008) en relación con el contexto tectónico del área de estudio.

Si la generación y desarrollo del sistema kárstico dentro del área de estudio presenta un control principalmente tectónico, se verá reflejado en la morfología tanto de estructuras superficiales como subterráneas (Bögli, 1980; Erickson, 1993; Ford y Williams, 2013). Así mismo la hipótesis planteada puede comprobarse o refutarse si se puede hacer una asociación entre el modelo propuesto de la cinemática de la Falla Tecamatlán y la morfología del sistema kárstico.

3.4 Objetivos y metas

Para probar o refutar la hipótesis propuesta en este estudio, se divide el trabajo de investigación de esta tesis en dos ramas principales de exploración: geológica y geofísica. Se establecen las metas del estudio para ambas de manera paralela, de tal manera que los

resultados obtenidos en la exploración geológica sustenten los resultados obtenidos con exploración geofísica.

La exploración geológica tiene como meta principal la comprensión de los procesos geológicos que han ocurrido en el área de estudio. Los objetivos propuestos para esta rama de exploración son, de manera general, estudiar a detalle la distribución, petrología, y estratigrafía de las litologías presentes, y las características estructurales regionales del área, con especial atención a la Falla Tecamatlán. Los objetivos planteados son los siguientes:

- Identificación de las litologías presentes, propuesta de posición cronoestratigráfica, e identificación de procesos geológicos mediante análisis petrográfico
- Cartografía geológica del área de estudio, con especial atención a las estructuras kársticas, su ubicación y, en caso de estructuras superficiales, su morfología
- Propuesta de modelo que describa la cinemática de la Falla Tecamatlán, empleando datos estructurales de la estructura geológica, indicadores cinemáticos en las litologías del área de estudio, e indicadores cinemáticos descritos durante el análisis petrográfico

La exploración geofísica tiene como meta principal mostrar los alcances de la exploración geofísica para inferir el sistema kárstico, con especial énfasis en determinar la estructura de una cueva como modelo, con el fin de asociarlo a la cinemática de la Falla Tecamatlán. Los objetivos son:

- Realizar perfiles sísmicos en una cueva representativa del sistema kárstico, dentro del área de estudio
- Interpretación e integración de perfiles sísmicos obtenidos aplicando tomografía sísmica para definir la estructura de la cueva
- Complementación e integración de información para inferir un posible modelo del sistema kárstico con datos observados *in situ*, datos estructurales y geológicos
- Análisis e interpretación del modelo

4 Marco teórico

En esta sección se describe el marco teórico referente a los temas: formación y desarrollo de sistemas kársticos, comportamiento frágil y dúctil durante la deformación, fallas inversas, aplicación de métodos geofísicos en sistemas kársticos, y método de refracción sísmica. El objetivo de este capítulo es presentar al lector los conceptos necesarios para comprender la relación entre las estructuras geológicas y los sistemas kársticos, y como los métodos geofísicos son una herramienta para el análisis de esta relación.

4.1 Sistemas kársticos

Se conoce como “karst” a las geoformas producidas por la disolución de roca. Esto incluye tanto formas superficiales, como lo son las dolinas, úvalas, manantiales, y “valles secos”; como formas subterráneas, como lo son los tiros y las cuevas (Veni et al., 2001). Entre estas geoformas, las cuevas o cavernas sobresalen, pues son el ejemplo más espectacular de los efectos del agua subterránea, y posiblemente no existe otra estructura geológica que despierta tanto el interés humano como lo son las cavernas (Erickson, 1993). Prueba de esto es el uso que se les ha dado a lo largo del tiempo: como refugios, para plasmar las primeras representaciones artísticas (“pintura rupestre”), para obtener agua potable, como tumbas prehispánicas, y recientemente para actividades geoturísticas (Erickson, 1993). Se puede consultar más respecto a la clasificación de sistemas kársticos en el capítulo 11 §1.

4.1.1 Formación

El karst puede ocurrir en varios tipos de roca, como lo son las evaporitas, yeso y mármol, pero las estructuras kársticas más comunes, y en las cuales se enfoca este estudio son las que ocurren en rocas sedimentarias carbonatadas: caliza y dolomita (Bögli, 1980; Erickson, 1993; Ford y Williams, 2013; Veni, 2001). La disolución de estas rocas es un problema que involucra tanto aspectos físicos de transferencia de masa y difusión, como aspectos químicos (Bögli, 1980). Se puede simplificar este proceso en la Figura 4.1:

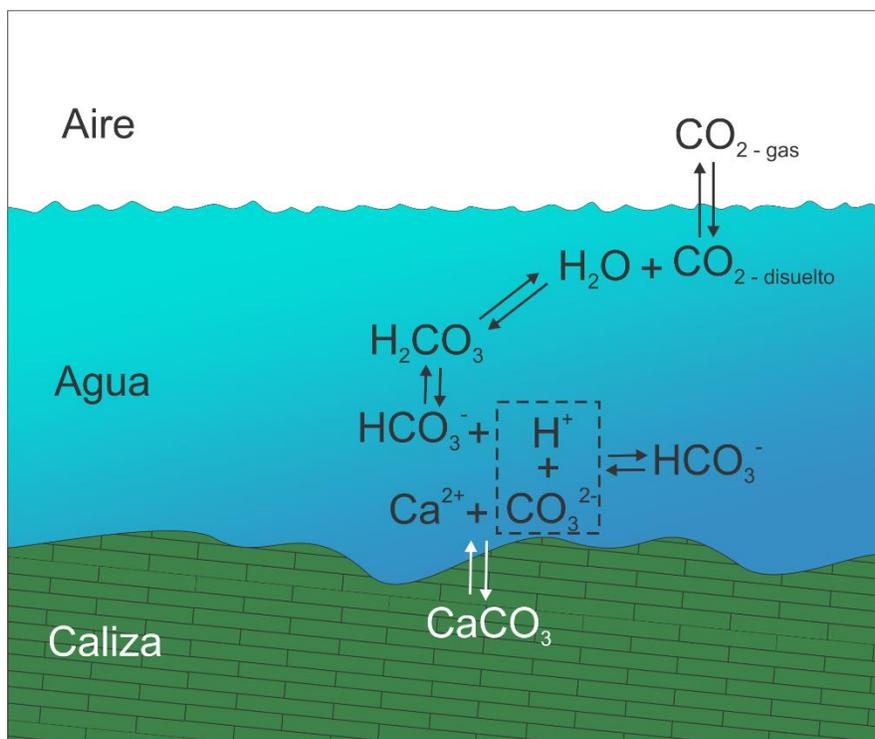
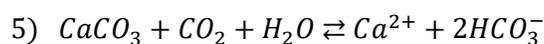
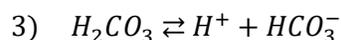
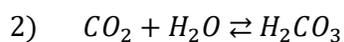
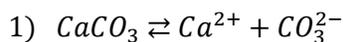


Figura 4.1. Proceso de disolución de rocas calizas en contacto con un cuerpo de agua acidificado. Modificado de Bögli (1980, p. 16).

Se puede apreciar que este proceso involucra la interfase entre la roca caliza y el agua, y entre el agua y el aire. En ambas interfases ocurren los primeros procesos de disolución: el dióxido de carbono (CO_2) presente en el aire se disuelve en el cuerpo de agua, y la roca caliza en contacto con el agua se disuelve para generar dos especies iónicas. El CO_2 disuelto reacciona con el agua para generar ácido carbónico (H_2CO_3), que se disocia en dos especies iónicas, siendo una de ellas el hidrón (H^+), que reacciona con el carbonato (CO_3^{2-}) para generar el anión bicarbonato (HCO_3^-) (Bögli, 1980). Este proceso se puede descomponer en los siguientes pasos:



En cada paso existe un equilibrio dinámico entre los reactivos y los productos, pero durante la formación de productos en el paso 4 se pierde el equilibrio de la reacción en el paso 1 y se

favorece la formación de nuevos productos¹. Esto permite que esta serie de reacciones ocurra de manera cíclica, favoreciendo de manera continua la reacción del paso 5 y la destrucción química de la roca (Bögli, 1980). La disolución de rocas carbonatadas también puede llevarse a cabo en presencia de minerales sulfurados, que promueven la ionización del CaCO_3 (Erickson, 1993), o en presencia de un suelo, que permite incorporar CO_2 de la parte orgánica (humus) (Bögli, 1980).

El intemperismo químico en las rocas carbonatadas se da cuando tienen contacto con un cuerpo de agua, que a su vez tiene contacto con la atmósfera, de donde incorpora CO_2 . Esto puede ocurrir de manera estacional durante la temporada de lluvias (Figura 4.2), o por acumulación del agua (Bögli, 1980). El flujo de agua acelera la velocidad de disolución de la roca, y depende de la morfología del área de estudio, su clima e hidrografía (Erickson, 1993). Se comprende que estas tres características están, a su vez, condicionadas por la estructura geológica (Ford y Williams, 2013).



Figura 4.2. Efectos del intemperismo químico en superficie. Karst fluvial. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

¹ Principio de Le Châtelier: al eliminarse productos en la reacción esta favorecerá la formación de nuevos productos para volver al equilibrio

4.1.2 Desarrollo

La formación de un sistema kárstico es una función de dos factores: una roca con alta solubilidad y una porosidad secundaria bien desarrollada (Ford y Williams, 2013). La porosidad secundaria usualmente es el resultado de la actividad tectónica, generando fracturas en un medio de otro modo continuo; el agua acidificada que se genera en la atmosfera comienza a pasar por estas fracturas y disuelve el material, ensanchando las mismas (Veni et al., 2001).

La amplia variedad en formas y estructuras (morfología) de las ramificaciones dentro de las cavernas son el resultado de las acciones químicas que generan la disolución y los cambios en el nivel base². La mayoría de las ramificaciones en cueva se forman en (o justo debajo de) este nivel (Erickson, 1993; Ford y Williams, 2013). Los cambios del nivel base ocurren de manera estacional en un plazo corto (tiempos de lluvias y de secas) (Figura 4.3) pero también pueden ocurrir en un plazo largo por cambios del relieve debido a la tectónica (Figura 4.4); esto tiene como resultado que diferentes pasajes de la cueva se forman en tiempos distintos acorde al cambio de nivel base (Erickson, 1993).

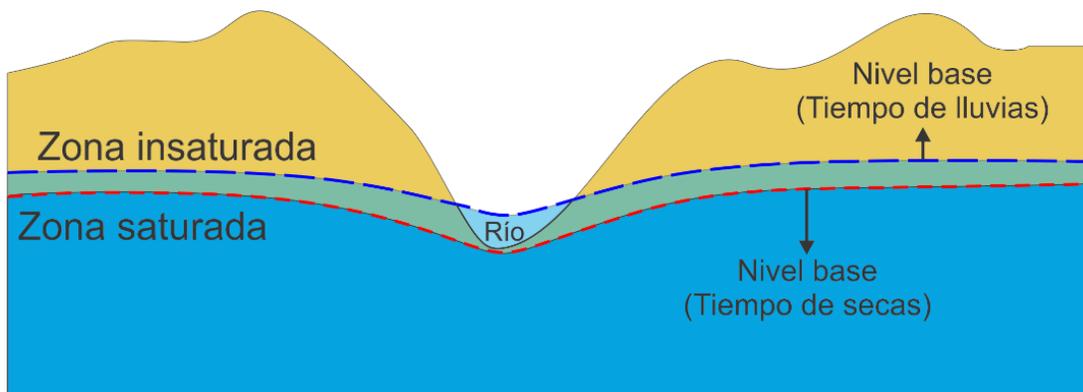


Figura 4.3. Cambios estacionales en el nivel base del agua. En tiempos de lluvias (línea azul) el nivel base y la zona saturada suben, expresándose esto por la presencia del río. En tiempos de secas (línea roja) el nivel base y la zona saturada bajan, provocando que el río se seque.

Los pasajes de cuevas se pueden ver afectados por diferentes condiciones geológicas, como lo son la existencia de pliegues y fallas en diferentes partes de la cueva. La mayor variedad de morfologías en cavernas ocurre en zonas de pliegues (Erickson, 1993). Muchas cuevas formadas en los extremos de sinclinales y anticlinales tienen pasajes rectos y paralelos al eje

² Nivel bajo el cual el suelo está saturado en agua y a lo largo del cual la presión hidrostática es igual a la presión atmosférica

de pliegue. La mayoría de las cuevas se forman en un solo nivel, pero muchas cuevas localizadas en la cima de un monte o montaña tienen pasajes en más de un nivel, ocurriendo paralelamente (Bögli, 1980; Erickson, 1993).

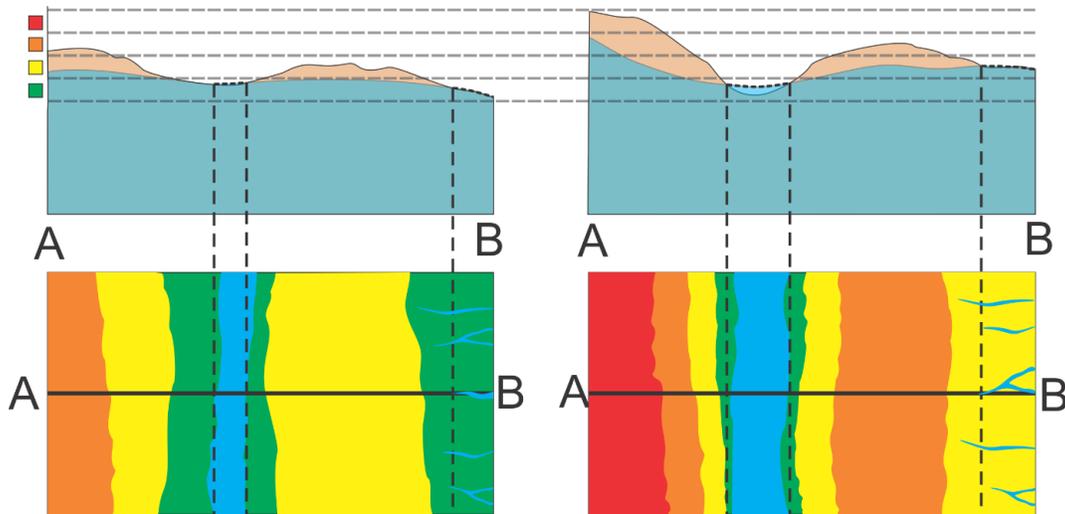


Figura 4.4. Efecto del cambio de relieve sobre el nivel base. En la parte superior se ejemplifica una sección transversal con el nivel base de color azul, y en la parte inferior se ejemplifica el efecto en un mapa. Los colores verde, amarillo, naranja y rojo indican la altitud en el mapa. Los colores azules en la parte inferior indican ríos.

La diversidad de morfologías en sistemas kársticos (Figura 4.5) es resultado de tres factores: litología, estratificación, tectónica y clima (Erickson, 1993). La litología es imperativa para la disolución (factor inicial de la formación kárstica) y la zona de recarga; la estratificación conduce el desarrollo morfológico; el clima condiciona el contacto de la litología adecuada con agua acidificada, y es un factor principal del nivel base; pero se hará un análisis más profundo del papel de la tectónica sobre el desarrollo de un sistema kárstico, por ser tema principal de presente estudio. Por definición, el karst se genera por procesos de disolución, por lo que algunos autores se refieren al karst dominado por procesos tectónicos como pseudokarst (Huggett, 2007). En lo sucesivo no se hará distinción entre uno y el otro a lo largo del texto, pero se reconoce la diferencia.

El efecto que tiene una falla o fractura sobre la generación de un sistema kárstico varía dependiendo del tipo de falla o fractura, dimensiones, e historia diagenética. Pueden controlar la dirección del flujo subterráneo y del flujo superficial, lo cual puede tener como efecto el alineamiento de dolinas. En una cueva las trazas de falla pueden controlar la formación de pasajes, y la tendencia general del desarrollo de la cueva puede estar constreñida a la zona de falla. Sin embargo en muchos casos el desarrollo de la cueva continua

más allá de la zona de falla, y solo emplean esta zona de manera local (Ford y Williams, 2013). Localmente las fallas tienden a generar estructuras de “pozo” o de “eje”, profundas estructuras verticales en un sistema de cuevas. Los pozos más profundos en el mundo están asociados a fallas, y las cámaras individuales de un sistema de cuevas pueden estar controladas por una falla. Como ejemplo, la cámara subterránea más grande (12 millones de metros cúbicos), Lubang Nasib Basu, ubicada en Sarawak, Malasia, fue generada por una combinación de pliegues y fallas (Huggett, 2007).

Los acuíferos también pueden verse afectados por el cambio en la topología generados por una falla. Pueden delimitar la extensión de un acuífero al posicionar litologías permeables junto a litologías impermeables, cambiar la posición de las zonas de recarga y descarga, cambiar la profundidad de un acuífero al cambiar el grosor de un estrato, dirigir el flujo gracias a las fracturas, y modificar los gradientes hidráulicos (Ford y Williams, 2013).

		Tipo de recarga				
		Mediante depresiones de karst		Difusa		Hipogénico
		Dolinas	Flujo descendente	Difusión mediante arenisca	Difusión por roca soluble porosa	Disolución por ácido de fuentes profundas, o por enfriamiento de agua termal
		Ramificaciones (varios niveles) y corredores individuales	Corredores individuales, y ramificaciones primitivas. Estructuras superimpuestas	Ampliación de cuevas mediante recarga de otras fuentes	Cuevas generadas por mezcla a profundidad	
Tipo de porosidad inicial	Fracturas	Corredores angulares	Fisuras, redes irregulares	Fisuras, redes	Fisuras aisladas, redes primitivas	Redes, corredores individuales, fisuras
	Limites de estratos	Corredores curvos	Anastomosado, redes anastomosadas	Perfil: Complejos de cañón y de eje, disolución entre estratos	Esponja	Cuevas ramiformes, corredores individuales (raros) y cuevas anastomosadas
	Intergranular	Ramificaciones primitivas	Esponja	Perfil: Esponja rudimentaria	Esponja	Cuevas ramiformes o de esponja

Figura 4.5. Resumen de las morfologías de cuevas con relación a su porosidad inicial y su tipo de recarga. Tomado de Palmer, A.N., Origin and morphology of limestone caves. Geological Society of America Bulletin 103, 1–21. 1991 Geological Society of America (cómo se cita en Ford y Williams (2013, p. 130)).

En la Figura 4.5 se presenta las morfologías que desarrollan diferentes tipos de recarga en presencia de diferentes tipos de porosidad inicial (porosidad que presenta la roca antes de comenzar el proceso de disolución). Los tres tipos principales de recargas son: mediante depresión de karst, difusión, e hipogénico. En el primer caso (recarga por depresión de karst) se tienen dos opciones: una dolina que funge como “ventana” al sistema kárstico, por medio del cual se infiltra el agua para continuar el proceso de disolución y posterior desarrollo del sistema de cuevas; y la segunda opción es un flujo descendente, esto es, un flujo de agua que se presenta en superficie y posteriormente pasa a ser a un flujo subterráneo. El tipo de recarga difusa depende en gran medida de la permeabilidad de la roca, dividiéndose en areniscas y rocas solubles porosas. El tipo de recarga hipogénica es dependiente de los cambios en el nivel base del agua, y de la presencia de minerales sulfurados a profundidad que permita la acidificación del agua o la presencia de una fuente termal (Bögli, 1980; Ford y Williams, 2013).

4.2 Análisis estructural

Una estructura geológica es el resultado de un campo de esfuerzos aplicado a una roca y su consecuente deformación. Este esfuerzo genera una configuración geométrica sobre la roca, distinta a la original, que puede ser observado a escala regional o a escala microscópica: las observaciones que se pueden realizar en campo tienen concordancia con las observaciones que se realizan posteriormente en laboratorio. En este sentido, el análisis estructural puede emplear muchas herramientas para poder comprender y plantear el esfuerzo que ha generado la estructura geológica, desde trabajo de campo, modelación analógica, modelación numérica, y análisis petrográfico, entre otros (Fossen, 2010). Los conceptos de esfuerzo y deformación pueden revisarse en los capítulos 11 §2 y 11 §3 respectivamente.

4.2.1 Comportamiento dúctil y frágil

Bajo las mismas condiciones de campo de esfuerzos, dos rocas diferentes (o inclusive la misma roca) tendrán respuestas diferentes. La deformación puede separarse en componentes de deformación del cuerpo rígido y deformación plástica, dependiendo del comportamiento del cuerpo; esta separación introduce al concepto de que un cuerpo puede tener diferentes respuestas al esfuerzo, y estas respuestas no dependen tan solo de las propiedades de este, o de las características del campo de esfuerzos. Existen más variables que también afectan el comportamiento del cuerpo: temperatura, presión, presencia de fluidos, y tiempo. Para casos

de estudio donde la deformación ha ocurrido en superficie, se puede asumir que la temperatura y la presión tienen menor efecto que el tiempo sobre la respuesta de las rocas (Fossen, 2010; Rowland et al., 2007).

Se denomina reología al estudio de la relación entre el esfuerzo, la deformación y el tiempo. La reología divide el comportamiento que tiene un cuerpo en tres categorías: elástico, plástico y viscoso. Un mismo material puede presentar los tres comportamientos a lo largo de un proceso de deformación para finalmente entrar a un proceso de deformación frágil (Fossen, 2010). Para saber que comportamiento está exhibiendo un cuerpo se emplean graficas de deformación vs esfuerzo, o graficas de deformación vs tasa de esfuerzo, aunque también pueden emplearse graficas de tiempo vs esfuerzo y tiempo vs deformación para deformación dependiente del tiempo (Rowland et al., 2007).

Cuando un material presenta un comportamiento elástico, existe una relación lineal entre el esfuerzo aplicado al material y la deformación resultante a este esfuerzo. En ese sentido, aunque el material presenta resistencia a la deformación, a mayor esfuerzo aplicado sobre el material mayor será su deformación. Un material idealmente elástico, o también llamado un cuerpo Hookeano, regresara a su estructura original cuando el esfuerzo deje de aplicarse. Un comportamiento elástico es fácilmente detectable en la vida diaria: durante un sismo, una roca puede comportarse como un cuerpo Hookeano y regresar a su estado original después de pasar una onda sísmica. Si se observa en una dimensión, Este comportamiento se expresa mediante la Ley de Hooke para un caso uniaxial (Ecuación 4.1):

$$\sigma = Ee = 2\mu e \quad (4.1)$$

Donde σ es el esfuerzo, E es el Módulo de Young³, μ es el Módulo de cizalla⁴, y e es la extensión, que indica la relación entre el cambio de longitud respecto a la longitud inicial (Fossen, 2010; Rowland et al., 2007).

Aunque un tensor de esfuerzos puede tener solo esfuerzos compresivos, la deformación puede ser tanto compresiva como extensiva. Esto se observa en un material elástico al ser sometido a esfuerzos compresivos. Primero se considera el caso donde el único esfuerzo aplicado es un esfuerzo compresivo en el eje z : se observaría un acortamiento en el eje z , y

³ Indica la capacidad mecánica de un material para resistir la extensión o compresión longitudinal

⁴ Indica la deformación que sufre un material elástico al aplicarse esfuerzos constantes

extensión en los demás ejes (Figura 4.6 a). Lo opuesto también es cierto: si el único esfuerzo aplica fuera extensivo en el eje z , tanto más se extienda el cuerpo, más delgado será. Se podría ahora suponer un caso donde se aplica un esfuerzo compresivo en todos los ejes, pero con la condición de $\sigma_1 > \sigma_2 \geq \sigma_3$. En este caso también se observarían una compresión en el eje z y extensión en todos los demás, pero a menor magnitud que en caso anterior (Figura 4.6 b).

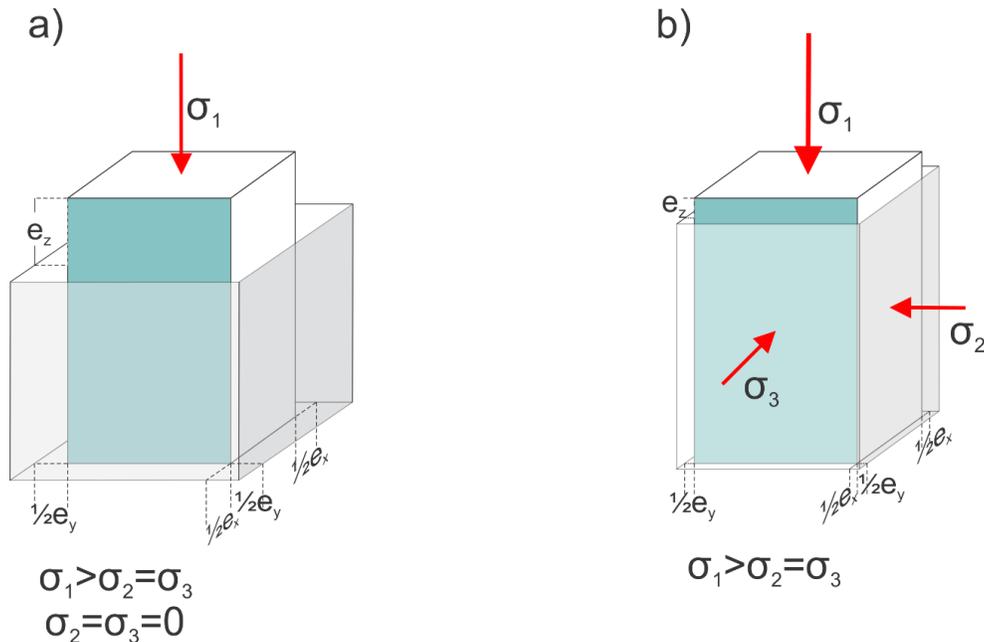


Figura 4.6. Cuerpos elásticos y su respuesta a esfuerzos compresivos en: a) un solo eje y b) todos los ejes. El rectángulo azul indica la estructura original del cuerpo, y el rectángulo transparente indica la estructura final después del esfuerzo. Las letras e indican la deformación en un eje específico. Imagen modificada de Fossen (2010, p. 102).

El efecto ilustrado en la Figura 4.6 es conocido como Efecto Poisson para cuerpos isotrópicos e incompresibles. Este efecto indica que la extensión o acortamiento en una dirección se equilibra con el acortamiento o extensión, respectivamente, en todas las direcciones perpendiculares a la dirección del esfuerzo principal (Fossen, 2010). El Efecto Poisson no es aplicable cuando la resistencia a la compresión o extensión de un material le impide responder de manera proporcional al esfuerzo principal, y no se equilibra con la compresión o extensión aplicadas en dirección σ_1 . El efecto del confinamiento en la corteza también puede evitar esta compensación de la deformación por el esfuerzo principal, por lo que no aplica el Efecto Poisson (Fossen, 2010).

Un fluido con un comportamiento viscoso tiene una dependencia entre el esfuerzo y la tasa de deformación (no la deformación), de tal modo que, a mayor esfuerzo, mayor flujo. Existen

condiciones con las cuales una roca puede exhibir un comportamiento viscoso, sin embargo, en condiciones corticales y en ocurrencia de fallas no es común encontrar un comportamiento viscoso (Fossen, 2010). El comportamiento viscoso es fácilmente visible en rocas extrusivas, y en rocas en contacto con estas debido al calentamiento que experimentan, provocando deformaciones donde pueden apreciarse estructuras de flujo. Una diferencia significativa respecto al comportamiento elástico es que, al retirar el esfuerzo ocurriendo en el cuerpo con comportamiento viscoso, este no vuelve a su forma original: su flujo se origina por el esfuerzo, y cuando este cesa la estructura final se vuelve permanente para el cuerpo (Rowland et al., 2007).

Tanto el comportamiento elástico como el viscoso que se han presentado hasta el momento funcionan para casos ideales, sin embargo, ya se había mencionado al inicio de esta sección que un cuerpo puede presentar varios comportamientos. En caso de una roca, el comportamiento elástico se presenta hasta que un máximo de deformación es alcanzado. A este máximo se le conoce como límite elástico, y pasado este límite el cuerpo comienza a desarrollar deformación permanente encima de la deformación elástica. Se puede comprender este concepto al pensar en un resorte metálico. Mientras el estiramiento o acortamiento que se le infringe no sea demasiado, el resorte volverá a su posición inicial; sin embargo, al superar un límite de estiramiento, aun cuando el resorte puede volver a acortarse, no estará en su posición inicial, aun cuando ningún esfuerzo se le esté aplicando (Fossen, 2010).

Cuando la deformación permanente se acumula en un cuerpo con comportamiento elástico que experimenta un esfuerzo constante, se denomina una deformación plástica perfecta. La deformación permanente que experimenta el cuerpo corresponde a la deformación plástica, que se superpone a la deformación elástica cuando el límite elástico es superado (Fossen, 2010).

Como se señaló al inicio de esta sección, la reología estudia los tres comportamientos hasta el momento mencionados: elástico, viscoso y plástico (Fossen, 2010). Las rocas usualmente presentan más de un comportamiento durante su historia de deformación, e inclusive la combinación de comportamientos es usual. Sin embargo, el comportamiento que compete a esta tesis no se encuentra entre estos, sino que limita con ellos: el comportamiento frágil. Tiene su principal límite con el comportamiento plástico, de manera que una roca que

presenta fracturas o fallamientos puede presentar también evidencia de deformación plástica (Rowland et al., 2007).

En los comportamientos anteriormente discutidos (elástico, viscoso y plástico) no se ha mencionado diferencia alguna dependiendo de la escala, pero al hablar del comportamiento frágil dicha diferencia debe ser establecida: cuando se hace mención de un mecanismo de deformación frágil, la escala a la que se maneja el análisis es la microescala; al hablar de un régimen frágil, se está manejando una macroescala para el análisis, e implica que en esta escala los mecanismos de deformación frágil dominan (Fossen, 2010).

El comportamiento elástico tiene como factor determinante el esfuerzo, el comportamiento viscoso la tasa de deformación, y en el caso del comportamiento frágil el factor determinante es el estrés diferencial (Rowland et al., 2007). Se ha determinado de manera experimental que la diferencia de magnitud entre σ_1 y σ_3 es el factor más importante, por tanto, se puede realizar un análisis en dos dimensiones de los procesos generadores de la deformación frágil (Fossen, 2010). Este análisis puede realizarse con mayor facilidad empleando una herramienta denominada Circulo de Mohr (Figura 4.7).

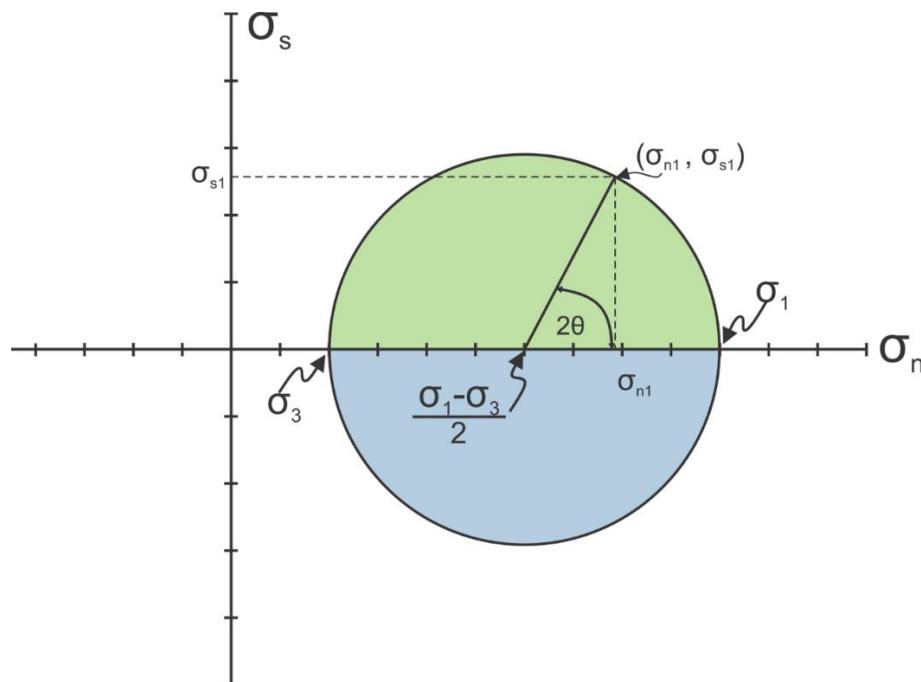


Figura 4.7. Circulo de Mohr y sus elementos. Se ejemplifica un plano de falla que va desde el punto medio del círculo hasta las coordenadas $(\sigma_{n1}, \sigma_{s1})$ con un ángulo de 2θ con el eje σ_n , donde θ el ángulo entre el plano de falla y σ_3 . Si la falla tiene un sentido dextral, el plano de falla se coloca en el hemisferio inferior (color azul) y si la falla tiene un sentido siniestral, se coloca en el hemisferio superior (color verde). Tomada de Rowland et al., (2007, p. 110).

El Circulo de Mohr es una manera de representar y predecir la dirección de plano de falla que puede desarrollar un sistema si se conocen los esfuerzos σ_1 y σ_3 que generan al plano de falla. El eje horizontal del Circulo de Mohr está representado por los esfuerzos normales al plano, y el eje vertical representa a los esfuerzos tangenciales. La representación de los esfuerzos es bidimensional porque no considera la dirección σ_2 . Las intersecciones del Circulo de Mohr con el eje horizontal están representadas por la magnitud de los esfuerzos σ_1 y σ_3 en MPa, y las coordenadas de la intersección del plano de falla con el Circulo de Mohr σ_{n1} y σ_{s1} indican el esfuerzo normal y tangencial que experimenta el plano de falla. El diámetro del Circulo de Mohr representa la fuerza de fractura (Ragan, 2009).

Para representar un plano de falla en el Circulo de Mohr debe conocerse su orientación (dextral o siniestral) y ángulo. La orientación determina el hemisferio en el cual será representada: una falla inversa, por ejemplo, tendría su representación en el hemisferio inferior (color azul en la Figura 4.7). El ángulo que forma el plano de falla respecto a σ_3 se duplica para obtener 2θ , que se representa siempre a partir de σ_1 (Ragan, 2009).

Una falla se genera cuando el diámetro del circulo, que representa la diferencia de magnitudes entre los esfuerzos, intercepta una línea llamada frontera de resistencia, que representa la mínima diferencia de esfuerzos necesaria para generar una fractura en un material específico (Ragan, 2009). La pendiente de la frontera de resistencia está relacionada con la tangente al ángulo de fricción interna (ϕ) de un material, que puede ser determinado de manera experimental. A este valor se le denomina Coeficiente de Coulomb (μ) o Coeficiente de fricción interna (Figura 4.8). La frontera de resistencia está por tanto asociada a la fricción entre granos, que se opone al desplazamiento relativo que generaría la fractura (Rowland et al., 2007). El plano dentro del Circulo de Mohr que intercepta la frontera de resistencia se denomina plano de máximo esfuerzo de cizalla; esto último no implica que todas las fracturas de cizalla tengan el ángulo del plano de máximo esfuerzo de cizalla (Ragan, 2009).

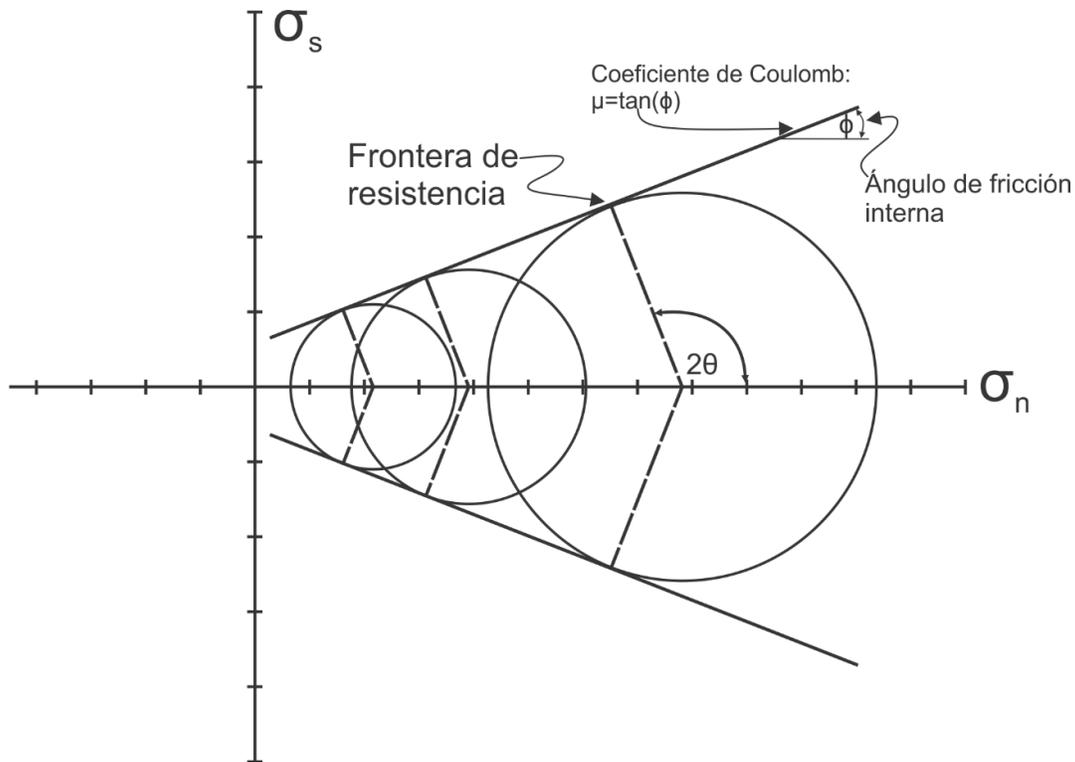


Figura 4.8. Relación entre la frontera de resistencia y el plano de falla generado, representado en el Círculo de Mohr. Modificado de Rowland *et al.*, (2007, p. 113).

La pulverización de grano, asociada a las rocas denominadas tectónicas⁵, es un proceso que tiene condiciones semejantes a la fractura, pero tiene como factor dominante la alta tasa de deformación ($>100 \text{ s}^{-1}$) (Fossen, 2010). Este proceso puede generar la reducción del tamaño de grano y fracturas intragranulares sin necesariamente generar un desplazamiento, solo causando fracturas y discontinuidad en los granos.

4.2.2 Fallas inversas

El término fractura difiere del término falla en la magnitud del desplazamiento, del orden de metros o superior (Fossen, 2010; Ragan, 2009). Una fractura sí tiene movimiento relativo de extensión (fisuras), contracción, o cizalla (desplazamiento horizontal o vertical), localizado a nivel del tamaño de grano. Cuando el desplazamiento de extensión queda relleno por fluidos o aire se denomina fisura, cuando queda relleno con minerales se denomina veta, y cuando queda relleno con magma se denomina dique (Fossen, 2010). Estas características están ilustradas en la Figura 4.9.

⁵ Esta clasificación de rocas de falla incluye a las cataclasitas, breccas de falla y milonitas

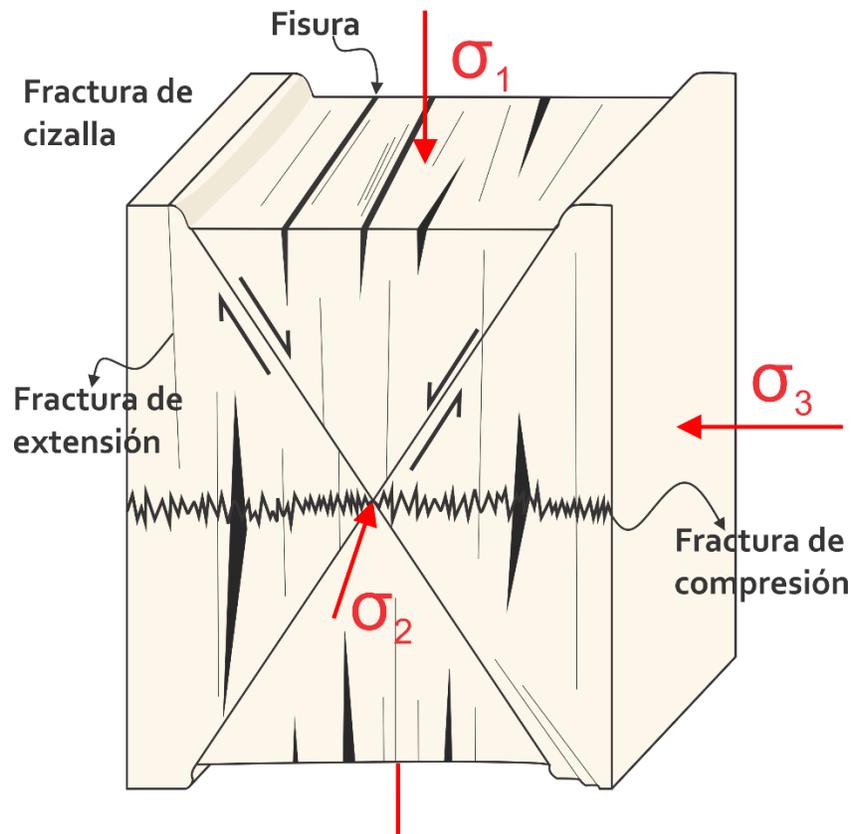


Figura 4.9. Tipos de fracturas generadas bajo la acción de esfuerzos perpendiculares. Tomado de Fossen (2010, p. 122).

En la Figura 4.9 es apreciable que las fracturas no se forman con orientaciones al azar, sino que están determinadas por las orientaciones de los esfuerzos principales. Las fracturas de extensión se desarrollan perpendicularmente a σ_3 , por lo que al graficar el plano de falla en el Circulo de Mohr la línea comienza en el centro y se dirige a σ_1 . Las fracturas de extensión se generan en ambientes con poca presión confinante, o durante el enfriamiento de las rocas (Fossen, 2010).

Las fracturas de cizalla suelen presentarse con bajo ángulo respecto a σ_1 (típicamente entre $20-30^\circ$), y es común encontrar fracturas de cizalla en pares conjugados (Figura 4.9). El ángulo de las fracturas de cizalla respecto a σ_3 depende del campo de esfuerzos y de las propiedades de las rocas, y por tanto su posición en el Circulo de Mohr (Rowland et al., 2007).

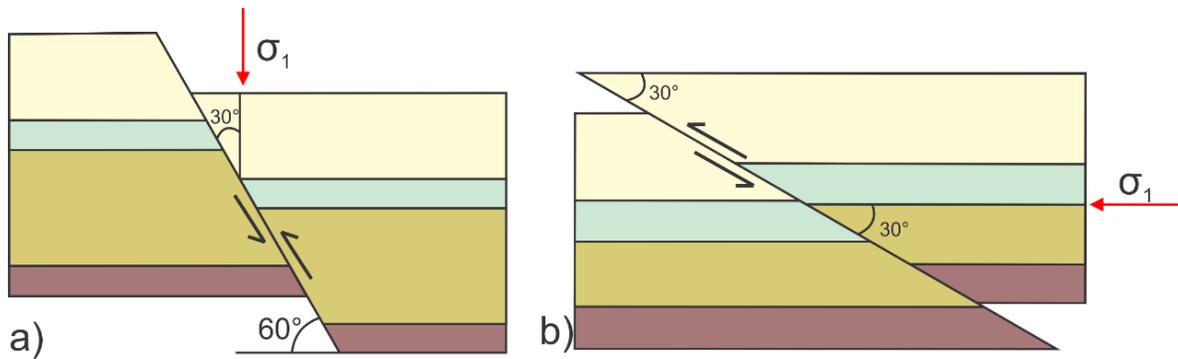


Figura 4.10. Ángulos típicos respecto al esfuerzo principal y a la horizontal para: a) fallas normales y b) inversas.

Por la importancia que tiene el concepto de falla inversa en el presente estudio, se profundizará en el análisis de las fracturas de cizalla, y se realizará el análisis bajo la premisa de que el desplazamiento es relativamente grande (m a km), de manera que entraran bajo la categoría de fallas. Reiterando, el ángulo de las fracturas de cizalla depende del campo de esfuerzos y de las propiedades de las rocas (Fossen, 2010; Ragan, 2009; Rowland et al., 2007), y con base en esto se ha establecido la siguiente clasificación de fallas:

- Falla normal: el esfuerzo principal σ_1 es vertical, la inclinación del plano de falla es, idóneamente, cercano a los 60° (Figura 4.10 a)
- Falla transformante: el esfuerzo principal σ_1 es horizontal y σ_2 es vertical, en el caso idóneo el plano de falla también es vertical, y el deslizamiento es horizontal
- Falla inversa: el esfuerzo principal σ_1 es horizontal y σ_3 es vertical, la inclinación del plano de falla es, idóneamente, cercano a los 30° (Figura 4.10 b)

Esto considera el Criterio de Coulomb de falla de cizalla: $\tau = c + \mu\sigma$ donde τ es la cizalla, c es la fuerza de cohesión cortante, μ es el Coeficiente de Coulomb, y σ es el esfuerzo normal. Este criterio no toma en cuenta la transición entre la deformación dúctil y frágil, pues considera que en condiciones superficiales los componentes σ_2 y σ_3 son la presión confinante que experimenta la roca, sin embargo, a mayores presiones confinantes el comportamiento de la roca se vuelve dúctil (tiende a volverse insensible a la presión) y la dirección de flujo estaría determinada únicamente por σ_1 . En estas condiciones el mecanismo de generación de la falla deja de ser la formación de fracturas para ser el flujo (Ragan, 2009). Además, ya que el Criterio de Coulomb considera la fuerza de cohesión ante esfuerzos cortantes únicamente, no describe la formación de fracturas por tensión (Fossen, 2010).

Los criterios para la clasificación de fallas con base en su inclinación deben ser tomados con recelo, pues las discrepancias entre lo observado in situ y lo predicho en un modelo pueden ocurrir por un número de razones: reactivación antitética de fallas, anisotropías en la roca, alineaciones preexistentes por foliación, sedimentación, cristalografía, laminación y estratificación; y fracturas preexistentes (Fossen, 2010).

Una falla que se generó en un campo de esfuerzos específico puede posteriormente reactivarse bajo uno diferente, y en consecuencia tener un ángulo anómalo. La reactivación de fallas ocurre debido a que la fuerza necesaria para desplazar el bloque a través de un plano de falla que ya existe es menor a la que se emplearía generando uno nuevo (Ragan, 2009).

En caso de una falla cuya inclinación está dirigida por foliación preexistente, la foliación no solo determina la inclinación de la falla, también determina la fuerza de la fractura. Por supuesto esto no implica que una roca siempre se fractura en la inclinación de una foliación preexistente, sino que la inclinación depende del ángulo entre la foliación y el esfuerzo principal (Ragan, 2009). También para este caso se ha encontrado experimentalmente que el análisis bidimensional (considerando solo dos de tres esfuerzos principales) no es adecuado, pues la foliación, si no está alineada con σ_2 , tiene gran influencia de este esfuerzo para la generación de una falla (Fossen, 2010).

La inclinación de la falla tiene efectos sobre la geomorfología que pueden generar: una falla inversa, de manera general no tiende a generar topografía abrupta, salvo que se trate de una falla inversa de alto ángulo (Huggett, 2007). A esta topografía abrupta se le denomina escarpe de falla; las más prominentes suelen estar cortadas por ríos y presentar facetas triangulares. Si la falla es activa, esto tiene un efecto continuo de rejuvenecer el relieve, que afecta los ríos y forma valles en forma de embudo (Huggett, 2007).

La escala a la cual se da el esfuerzo y el tiempo durante el cual se aplica pueden afectar la formación de una estructura geológica, y deben considerarse para establecer la dirección y ángulo de los esfuerzos principales. A una escala pequeña (>m) se puede considerar que un cuerpo es isotrópico, pero a una larga escala (<km) existen muchas discontinuidades dentro del cuerpo que pueden generar una respuesta compleja ante un esfuerzo (Rowland et al., 2007). La teoría considera que el campo de esfuerzos se mantiene constante a lo largo de la generación de la falla, pero si la falla se genera en tiempos largos pueden cambiar tanto la geometría de la falla como el campo de esfuerzos que generó el inicio del deslizamiento. Estos

elementos presentan dificultades al momento de determinar el campo de esfuerzos que ha generado una falla (Ragan, 2009).

4.3 Métodos geofísicos: refracción sísmica

Las estructuras geológicas analizadas en las secciones anteriores (sistemas kársticos y cuevas) presentan expresiones superficiales de su génesis y desarrollo, pero sin conocer su comportamiento a profundidad no se puede tener certeza de su desarrollo, alcance, etc. Los métodos geofísicos de exploración permiten añadir una tercera dimensión a los mapas geológicos (Grant, 1965) mediante el empleo de técnicas que permitan detectar cambios en las propiedades físicas en el subsuelo respecto a estados “normales” o esperados; a estas perturbaciones se les denomina anomalías. El objetivo de los métodos geofísicos de exploración es la detección de estas anomalías, a partir de los cuales la labor del geofísico consiste en describir patrones y analizarlos con una perspectiva geológica (Grant, 1965; Reynolds, 1997).

La detección de anomalías dentro de los métodos geofísicos puede obtenerse midiendo las propiedades naturales del medio, o generando una alteración que posteriormente pueda ser medida. Los métodos que miden las anomalías sin alterar el medio entran dentro de la clasificación de métodos pasivos, y aquellos que requieren generar una señal que se transmita en el medio en modo específico (dependiente del medio) se clasifican como métodos activos (Grant, 1965; Reynolds, 1997). Los métodos que se usen dependen del objetivo del estudio, las características del área de estudio (antropológicas, geológicas, hidrológicas, climáticas, etc.), la profundidad objetivo, y los recursos disponibles. Un método aplicado en las condiciones correctas puede generar resultados con precisión y detalle del área de estudio (Grant, 1965).

4.3.1 Aplicación en sistemas kársticos

Los métodos geofísicos responden a diferentes propiedades físicas del medio donde se aplican. Los sistemas kársticos presentan estructuras complejas (Figura 4.7), pueden presentarse en diferentes litologías, tener relleno sedimentario, albergar acuíferos, presentar diferentes niveles de intemperismo, estar o no en presencia de suelos, diferente porosidad, etcétera. Estas características se deben tomar en cuenta para establecer el método geofísico adecuado para su investigación (Goldscheider et al., 2007). En la Tabla 4.1 se clasifica la sensibilidad de diferentes métodos geofísicos a diferentes tipos de morfologías kársticas

subterráneas (Bechtel et al., 2007). Debe considerarse que estas clasificaciones son dependientes del equipo usado, y pueden resultar obsoletas con el tiempo.

Características para tomar en cuenta, aparte de las descritas en la Tabla 4.1, son la geometría del objetivo a analizar, su profundidad, tener un fuerte contraste de la propiedad física a analizar entre el objetivo del estudio y el medio que lo rodea, las posibles fuentes de ruido que pueda tener (señales que no contienen información útil para el estudio), y consideraciones especiales para cada técnica. Por ejemplo: para las técnicas de reflexión sísmica, refracción sísmica y ondas de superficie la resolución decrementa con la profundidad; la técnica de gravimetría debe tener en consideración las dimensiones y profundidad del objetivo; la técnica de resistividad eléctrica es dependiente de la química del agua (en caso de acuíferos), saturación del subsuelo, mineralogía, entre otros factores; el georradar requiere que el relleno tenga una permitividad eléctrica relativamente baja (Bechtel et al., 2007).

Tabla 4.1. Clasificación de los métodos geofísicos a estructuras kársticas subterráneas. Modificado de Bechtel, Bosch, y Gurk (2007).

Probabilidad de detección: 1=alta, 5=baja				Métodos geofísicos de exploración						
Característica	Perfil	Condiciones en superficie	Relleno	Sísmicos			Gravimétricos	Eléctricos/Electromagnéticos		
				Refracción	Reflexión	Ondas superficiales		Resistividad eléctrica	Magnetometría	Georadar
Zona de alta porosidad (por fracturas o por disolución)	Igual proporción alto/ancha	Ninguna	Aire	5	2	2	2	4	5	1
			Agua	5	2	2	3	3	5	1
			Suelo	5	3	3	3	2	5	2
		Suelo húmedo	Aire	4	2	2	2	4	5	4
			Agua	4	2	2	3	3	5	4
			Suelo	4	3	3	3	2	5	4
		Hueco por suelo	Aire	4	2	1	2	2	5	1
			Agua	4	2	2	2	2	5	1
			Suelo	4	2	2	2	2	5	1
		Depresión	Aire	2	1	2	2	2	5	1
			Agua	2	1	2	2	1	5	1
			Suelo	2	2	2	2	1	5	2
	Casi vertical, tabular	Ninguna	Aire	5	1	2	1	3	5	1
			Agua	5	1	2	2	2	5	1
			Suelo	5	2	2	2	1	5	2
		Suelo húmedo	Aire	4	1	2	1	3	5	4
			Agua	4	1	2	2	2	5	4
			Suelo	4	2	2	2	1	5	4
		Hueco por suelo	Aire	4	1	1	1	1	5	1
			Agua	4	1	2	1	1	5	1
			Suelo	4	1	2	1	1	5	1
		Depresión	Aire	2	1	1	1	1	5	1
			Agua	2	1	1	1	1	5	1
			Suelo	2	1	2	1	1	5	2

Para la presente investigación es necesario conocer las velocidades sísmicas del suelo, el aire y las rocas ricas en calcio, dado que el sistema de cuevas de la zona de estudio está conformado, en su mayoría, por cavidades (sin relleno total de agua o sedimento). Las velocidades sísmicas de los medios antes mencionados se encuentran en la Tabla 4.2:

Tabla 4.2. Velocidades de las ondas P y S, densidad, Coeficiente de Poisson y relación V_p/V_s para aire, suelo (Datos obtenidos de Reynolds (1997) y rocas ricas en calcio (Datos obtenidos de Brocher (2005)).

	V_p (km/s)	V_s (km/s)	Densidad (g/cm ³)	Coeficiente de Poisson	V_p/V_s
Roca rica en calcio	5.25	2.88	2.57	0.285	1.824
	5.50	3.01	2.62	0.286	1.827
	5.75	3.14	2.66	0.287	1.831
	6.00	3.27	2.71	0.289	1.834
	6.25	3.40	2.76	0.290	1.838
	6.50	3.53	2.81	0.291	1.842
	6.75	3.66	2.87	0.292	1.846
	7.00	3.79	2.93	0.293	1.849
	7.25	3.91	3.02	0.295	1.853
Aire	0.35				
<i>Suelo</i>	<i>0.1-0.5</i>				

Los métodos geofísicos pueden proveer información precisa en zonas donde otros métodos no podrían acceder, o donde observaciones directas no pueden realizarse. En los sistemas kársticos es importante la aplicación de métodos geofísicos por la dificultad, o imposibilidad en ocasiones, de realizar observaciones directas de estructuras subterráneas (Bechtel et al., 2007).

4.3.2 Refracción sísmica

El método de refracción sísmica consiste en producir una fuente de ondas sísmicas, que se propagan por un medio hasta un arreglo de receptores. Una fuente sísmica debe producir la energía suficiente para generar una señal adecuada según el objetivo del estudio, pudiendo emplear para tal fin fuentes naturales (sismos) o fuentes artificiales (cargas de dinamita o golpes en el suelo). Existe una relación inversa entre la penetración y la resolución: una fuente de baja frecuencia puede permitir una buena penetración, pero genera una baja resolución; en cambio una fuente de alta frecuencia genera una alta resolución, pero solo puede emplearse con profundidades someras (menores a 100 m) (Reynolds, 1997).

Las fuentes sísmicas se clasifican en fuentes de impacto, impulsivas y de vibración. Las fuentes de impacto se generan por el impacto de un objeto contra la superficie, siendo un marro de las fuentes más empleadas dentro de esta categoría debido a la facilidad de su uso, y de las más empleadas para el estudio de estructuras someras (Reynolds, 1997). El marro se deja caer sobre una placa sólida, y el momento de impacto se registra con un sensor conectado ya sea a la cabeza del marro o a la placa. Las ventajas de esta fuente sísmica es que es fácilmente repetible, y se puede ampliar la señal mediante el apilado de varios impactos para mejorar la razón señal-ruido, a lo que se denomina *stacking*. Esto puede generar diferencias entre las señales si no se deja caer de la misma forma o si se permite que la placa se despegue del suelo: es importante la experiencia del operador en estos casos para dejar caer el marro de la misma forma y evitar el rebote de la placa, generando una señal clara. Esta fuente permite un alcance de hasta 200 metros lineales en superficie, y 30 m de profundidad (Reynolds, 1997).

Las ondas generadas en la fuente son captadas por una serie de receptores denominados geófonos, ubicados en superficie (aunque en ocasiones se pueden ubicar en pozos) y diseñados para convertir la energía sísmica en un voltaje cuantificable. Los geófonos funcionan con una frecuencia natural específica: las señales con una frecuencia cercana y menor a la natural son filtradas debido a la atenuación, y una señal con una frecuencia muy por encima de la frecuencia natural del geófono no producirá una respuesta en este (Reynolds, 1997). Los receptores registran el tiempo de llegada de la onda y sus características, generando un sismograma a partir del cual se determina la velocidad de llegada de las ondas P que está en función del medio por el que se propagaron. Estos medios pueden ser unidades geológicas con diferencias reológicas, una unidad geológica y una cavidad, un acuífero, petróleo, etc. De la misma forma la estructura entre los medios puede variar: una capa horizontal recta, horizontal inclinada, con una súbita diferencia de profundidad debido a la presencia de una falla, una superficie irregular debida a un obstáculo, a procesos sedimentarios o a procesos de disolución (Reynolds, 1997; Stein y Wysession, 2003; Telford *et al.*, 1990).

Las ondas sísmicas al propagarse pueden seguir tres trayectorias: trayectoria de la onda directa, onda reflejada y onda refractada (Reynolds, 1997) (Figura 4.11). Se puede describir el tiempo de viaje de una onda entre una fuente y un receptor separados para una distancia

x, mediante la Ecuación 4.2. Se puede consultar los fundamentos del método para profundizar en la propagación de ondas en el Apéndice §4.

$$T(x) = \int_0^x \frac{1}{v(x)} dx \quad (4.2)$$

Esta ecuación implica que se conoce la velocidad en cada punto de la trayectoria, lo cual es altamente improbable y sumamente complicado (Telford et al., 1990). Tiene por tanto un sentido práctico asumir que la velocidad es constante en la extensión del medio, lo que permite describir el tiempo de viaje de la onda directa mediante la Ecuación 4.3:

$$T_D(x) = \frac{x}{v_1} \quad (4.3)$$

El tiempo de viaje de la onda reflejada es la suma del tiempo que tarda a llegar al punto $x/2$ donde se refleja. Dado que incide y se refleja con el mismo ángulo se forma un triángulo, y el tiempo de viaje puede describirse mediante la Ecuación 4.4 (desarrollo algebraico en el Apéndice §6):

$$T_R(x) = \frac{2 \left(\frac{x^2}{4} + h_0^2 \right)^{1/2}}{v_1} \quad (4.4)$$

El tiempo de viaje de la onda reflejada se aproxima al de la onda directa cuando la distancia al receptor es mucho mayor ($x \gg h$) que el espesor de la capa. La última trayectoria de onda por definir es la onda refractada (*head wave*) (Stein y Wysession, 2003). Siguiendo la Figura 4.11 se define la trayectoria en tres segmentos: la onda incide en la frontera con un ángulo de incidencia crítico que depende de la velocidad de ambas capas (ver Ecuación 10.26 en Apéndice §4) (segmento \overline{ab} en la Figura 4.11), posteriormente se propaga horizontalmente en la frontera (segmento \overline{bc} en la Figura 4.11) hasta refractarse en dirección del receptor con un ángulo crítico (segmento \overline{cd} en la Figura 4.11). Dado que el primer y tercer segmentos son iguales por el caso que se está analizando, estos segmentos pueden verse como la hipotenusa de un triángulo rectángulo con ángulo interno θ_{ic} y lado h_0 . Al expandir este planteamiento geométrico y considerando la Ecuación 10.26 se puede llegar a la Ecuación 4.5, que describe el tiempo de viaje de la onda refractada (desarrollo algebraico en el Apéndice §7):

$$T_{Rf}(x) = \frac{x}{V_2} + 2h_0 \left[\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2} \right]^{1/2} \quad (4.5)$$

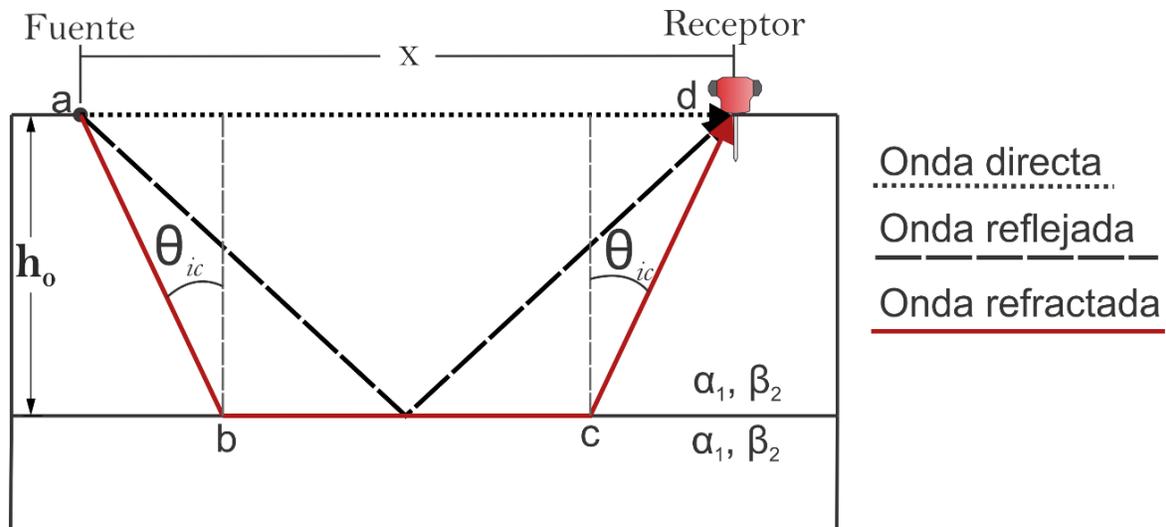


Figura 4.11. Trayectoria de onda directa, reflejada y refractada para un caso dos de capas horizontales con velocidades α_1, β_1 y α_2, β_2 , con espesor de la capa 1 de h_0 . Tomado de Seth y Wyssession (2003, p. 120).

La onda refractada se aproxima al tiempo de viaje de la onda directa hasta que la intercepta en un punto denominado punto de cruce (crossover point) a una distancia denominada distancia de cruce. Cuando la onda reflejada intercepta a la onda directa, este punto se denomina punto crítico, y a la distancia a la que lo intercepta se denomina distancia crítica (Stein y Wyssession, 2003). Se puede conocer la distancia de cruce (x_c) igualando las ecuaciones 4.3 y 4.5 y despejando para la distancia (desarrollo algebraico en el Apéndice §8), obteniendo la Ecuación 4.6:

$$x_d = 2h_0 \left(\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1} \right)^{1/2} \quad (4.6)$$

En la Ecuación 4.6 se observa que la distancia de cruce es mayor que el doble de la profundidad donde se refracta; también se puede ver que, de no existir diferencia de velocidades (un solo medio) no existe la onda refractada. Se puede observar que, a menor diferencia de velocidades entre los medios, la distancia de cruce aumenta. Las ondas P llegan primero a los receptores, pero se conoce que antes del punto de cruce, la onda directa será la primera en llegar al receptor, y después del punto de cruce la primera en llegar será la onda refractada (Rosado-Fuentes, 2014; Stein y Wyssession, 2003). Estos comportamientos se pueden observar en la Figura 4.12:

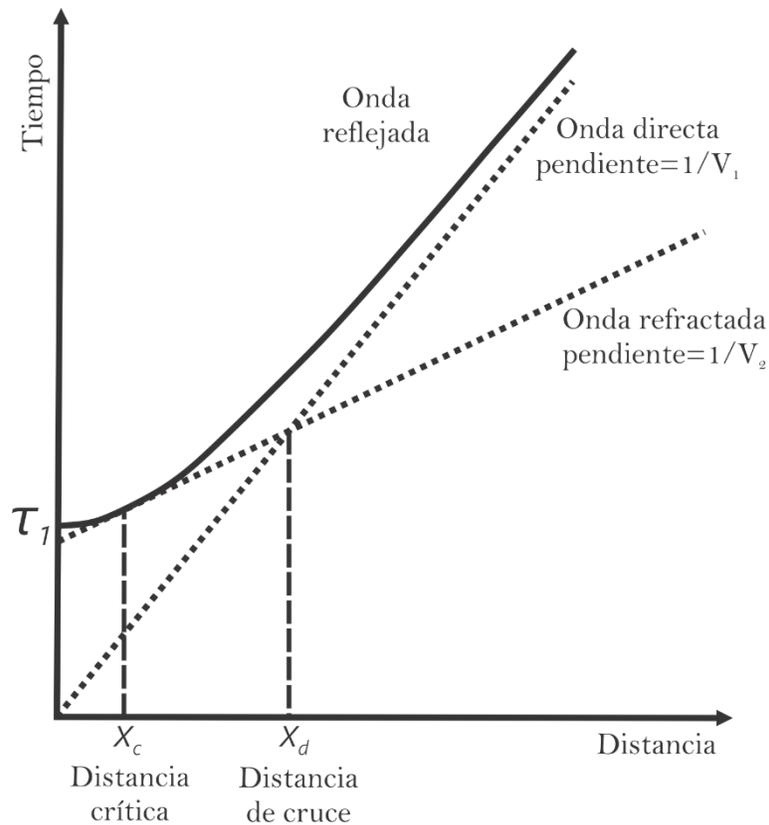


Figura 4.12. Comparación de tiempos de viaje para la onda directa, refractada y reflejada. La intersección entre los tiempos de viaje está marcada con líneas discontinuas. A una distancia crítica X_c las curvas de la onda refractada y reflejada se interceptan, y a la distancia de cruce X_d la curva de la onda refractada intercepta a la onda directa. Tomado de Seth y Wysession (2003, p. 121).

El análisis realizado hasta el momento con estructuras de capas paralelas resulta insuficiente en contextos geológicos, donde las capas pueden presentar inclinación, lo que tendría un efecto en los tiempos de arribo de la onda refractada. Para visualizar esto se apoya en la Figura 4.13:

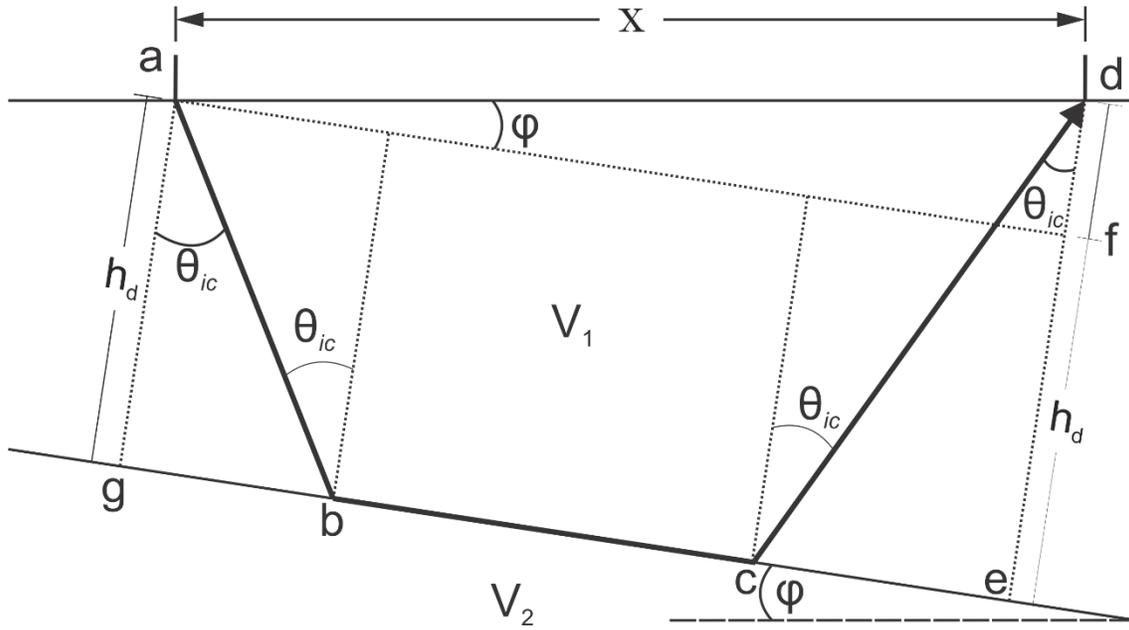


Figura 4.13. Trayectoria de una onda refractada en una estructura de capa inclinada. La onda viaja con una velocidad V_1 hasta el punto b , donde se refracta críticamente y se propaga en la frontera con velocidad V_2 hasta el punto c . En este punto la onda se refracta críticamente hasta el punto d con una velocidad V_1 . Tomado de Seth y Wyssession (2003, p. 125).

El tiempo de viaje de la onda refractada para el plano inclinado (T_{RI}) para la Figura 4.13 puede ser considerada como la suma de tres segmentos: segmento \overline{ab} , segmento \overline{bc} y segmento \overline{cd} . Con una construcción geométrica (desarrollo algebraico en el Apéndice §9) se puede obtener la Ecuación 4.7:

$$T_{RI} = \frac{x \cos(\varphi)}{V_2} + \frac{(2h_d \pm x \sin(\varphi))(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_2 V_1} \quad (4.7)$$

El sumar o restar al término $2h_d$ en la Ecuación 4.7 se debe a la posibilidad de tener una capa inclinándose hacia el receptor, en cuyo caso se sumaría, o hacia la fuente, donde se restaría. La profundidad h_d se mide del punto de generación de ondas a la intersección con la frontera, siguiendo la dirección de la normal a la interfase.

La Figura 4.11 permite visualizar el recorrido que hace una onda antes de llegar al receptor. El tiempo que tarde en llegar al receptor y sus características serán el resultado de la interacción entre la fuente, el medio, el receptor y el entorno. El analista debe estar al tanto del efecto del entorno para el análisis, y debe conocer cuál es la respuesta del receptor, así como asegurar su posicionamiento adecuado. Al medirse la respuesta del medio se puede

proponer el modelo que tenga la mayor cercanía posible con la realidad (Grant, 1966; Reynolds, 1997; Stein y Wysession, 2003).

Existen publicados una amplia cantidad de métodos de interpretación de datos sísmicos; en lo concerniente a la refracción sísmica, los métodos pueden clasificarse en dos categorías: tiempo de retardo y construcción del frente de onda (Reynolds, 1997). Entre estos, dos métodos son los más empleados (Reynolds, 1997): Método Recíproco Generalizado o GRM por sus siglas en inglés (Palmer, 1980), y Método Recíproco Convencional (CRM) o Método “más-menos” (Hagedoorn, 1959).

El método CRM asume un modelo similar a la Figura 4.13, pero impone tres restricciones: las capas deben ser homogéneas, esto es, no debe existir algún cambio lateral de velocidades (condición impuesta en la mayoría de los métodos), el contraste de velocidades debe ser significativo, y el ángulo ϕ debe ser menor a 10° . Este método emplea tiempos de retardo (tiempo de viaje para la onda críticamente refractada menos el tiempo que le tomaría a una onda viajar la distancia equivalente x en la interfaz) y tiempos de intercepción para calcular la profundidad hacia la frontera en todos los geófonos. El método pierde robustez cuando la interfaz entre los medios no es planar: en este caso el método daría como resultado una superficie corregida para aproximarse a una superficie plana, lo que no sería cercano a la realidad (Reynolds, 1997).

El método GRM es una técnica de inversión de datos que emplea los tiempos de arribo generados por varias fuentes realizadas a lo largo de una línea de tendido sísmico. De estas fuentes dos deben estar posicionadas al inicio y al final del tendido sísmico; las demás fuentes pueden estar posicionadas en cualquier punto dentro de la línea sísmica. Este método permite determinar con mayor precisión al método anterior la estructura de la interfaz donde está ocurriendo la refracción. Al emplear la migración de la refracción este método es sensible a los cambios laterales de estructura y de velocidad, siendo un método más robusto que el CRM (Reynolds, 1997); en consecuencia, requiere una mayor cantidad de datos y una mayor interacción del analista con el software (Geometrics, 2009).

En este estudio se aplica el método de inversión de tiempo de viaje y el método de tomografía sísmica (MTS) para interpretar los datos de refracción adquiridos. El método de inversión de tiempo de viaje emplea una aproximación lineal y mínimos cuadrados para invertir los tiempos de viaje y generar un primer modelo de velocidades de dos o tres capas. MTS es un

método que, a partir de un modelo de velocidades generado con los métodos anteriormente discutidos (inversión de tiempo de viaje para el caso de este estudio), predice los rayos de onda, tiempos de viaje, y distancias recorridas para el modelo inicial. MTS emplea la medida del residuo del tiempo de viaje predicho con el modelo inicial menos los tiempos de viaje medidos para cada rayo, y busca obtener la mínima diferencia entre ambos, cambiando el modelo y volviendo a calcular la diferencia de manera iterativa hasta que la mínima diferencia ha sido alcanzada (Geometrics, 2009; Stein y Wysession, 2003).

Para calcular los tiempos de viaje el MTS discretiza las propiedades del medio, generando una malla a lo largo del arreglo sísmico. Cada espacio de la malla está ocupado por una celda con propiedades de velocidad homogéneas, definidas por el modelo de velocidades inicial. El computo de rayos supone que la onda sísmica penetra y sale de cada celda por puntos específicos denominados nodos (Figura 4.14). El número de nodos que tiene cada cara del perímetro es una variable seleccionada por el analista, y se calcula como el número de nodos en cada cara sin contar las esquinas. A mayor número de nodos, más recorridos posibles puede tener un rayo computado y mayor el tiempo de cómputo que requiere; tres nodos es lo mínimo recomendable (Geometrics, 2009; Rosado-Fuentes, 2014; Stein y Wysession, 2003; Telford et al., 1990).

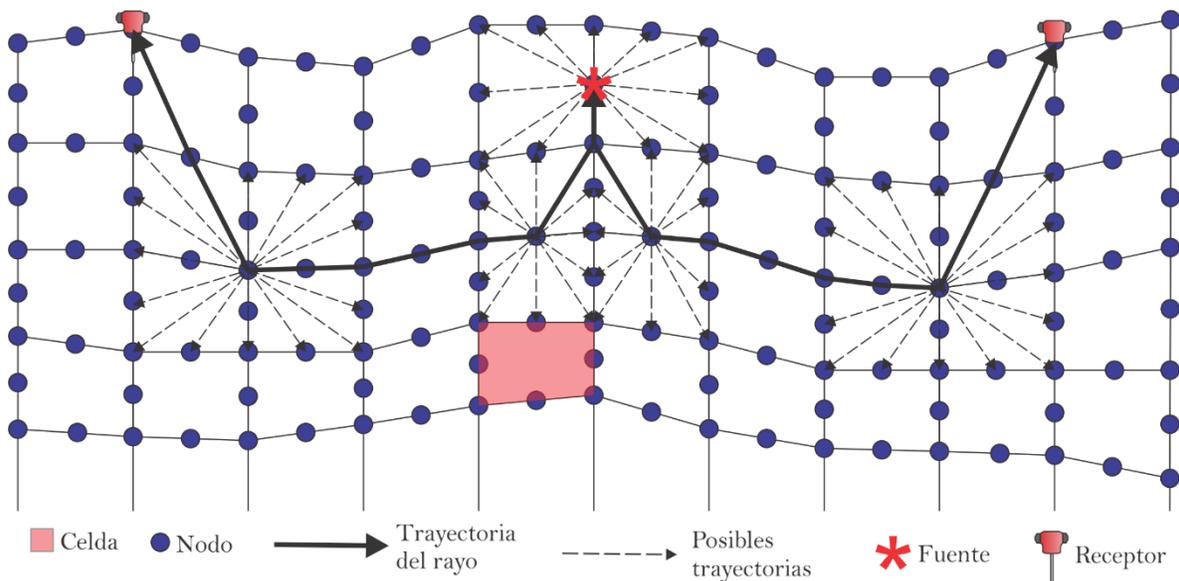


Figura 4.14. Malla generada por MTS, donde cada celda tiene un nodo. La trayectoria de los rayos computados desde la fuente al receptor se muestra con una línea negra continua, las posibles trayectorias de los rayos en los nodos o esquinas se muestra con una línea negra discontinua. Modificado de Rosado-Fuentes (2014, p. 50).

El modelo de velocidades por la inversión de datos debe tener una medida de la calidad del análisis de primeros arribos que se está llevando a cabo. Esta medida es el error denominado Error Cuadrático Medio (RMS), obtenido al realizar la inversión de datos para el modelo inicial de velocidades (Rosado-Fuentes, 2014). El RMS se define mediante la Ecuación 4.8:

$$RMS = \sqrt{\frac{\Delta T^T \Delta T}{n}} \quad (4.8)$$

Donde ΔT es la diferencia entre los valores teóricos y los observados, ΔT^T es la matriz transpuesta de las diferencias, y n el número de datos. Para el método de inversión de tiempo de viaje, el valor de RMS debe mantenerse por debajo de 1.5 (Geometrics, 2009), y por debajo de 2 para los métodos de trazado de rayos y MTS (Sandmeier, 2018) para que se considere que la inversión es adecuada.

5 Marco geológico

La geología actual de la zona de estudio es diversa como resultado de la evolución compleja de la región sur del país. Muchos factores y regiones podrían analizarse, pero para comprender los procesos ocurridos se puede resumir el análisis a considerar tres escalas: escala multiestatal, escala regional, y escala local. Los eventos que han ocurrido a escala multiestatal y que han afectado a la zona de estudio están relacionados con la Sierra Madre del Sur (SMS); a un nivel regional han ocurrido diversos eventos tectónicos, que pueden ser relacionados a la dinámica compleja entre los terrenos Mixteca y Oaxaca; finalmente a escala local se puede identificar distintos procesos geológicos que han generado las litologías que se encuentran en la actualidad. El análisis de la geología de la zona de estudio será por tanto dividido de acuerdo con estas escalas, de lo general a lo particular.

5.1 Escala multiestatal: Sierra Madre del Sur

La Sierra Madre del Sur (SMS) es una cadena montañosa que se extiende desde Michoacán al Istmo de Tehuantepec, limita al N con la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), al este con la Sierra de Juárez (terreno Juárez), y al S con la margen continental del Pacífico. Esta cadena montañosa es de origen mixto, con grandes estructuras metamórficas, sedimentarias e ígneas, estas últimas con un magmatismo que va desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno Temprano, donde domina la actividad magmática de intermedia a silícica (Morán-Zenteno et al., 2018). Las rocas magmáticas formadas durante el Eoceno-Oligoceno Temprano presentan la mayor abundancia dentro de la SMS, con un cinturón plutónico en la zona de costa y secuencias volcánicas dentro del continente, presentando una configuración aproximadamente paralela a la costa del Pacífico (Martiny et al., 2000; Morán-Zenteno et al., 1999). Las rocas de la SMS presentan diferencias remarcables dentro de su estratigrafía, así como dentro de sus afinidades tectónicas (determinadas mediante estudios geoquímicos), como resultado de estar distribuidas en diferentes terrenos tectonoestratigráficos: Terreno Guerrero, Terreno Mixteca, Terreno Oaxaca, Terreno Xolapa, y Terreno Juárez (Campa y Coney, 1983; Centeno-García et al., 2008; Keppie, 2004; Sedlock et al., 1993), donde se encuentran cubriendo o intruyendo los basamentos (Morán-Zenteno et al., 1999).

5.2 Escala regional

El área de estudio ha sido cubierta por mapeo geológico a nivel regional por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 1997) escala 1:1 000 000 y por el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2007) escala 1:50 000.

5.2.1 Terrenos Mixteca y Oaxaca

Se denomina terreno tectonoestratigráfico a la entidad geológica que, respecto a otras, tiene límites tectónicos y una historia geológica substancialmente diferente a los terrenos aledaños (Jones et al., 1983). Estas diferencias en la historia geológica de un terreno deben generar una secuencia estratigráfica, características deposicionales y rasgos deformados distintivos, de extensión regional y que impliquen la yuxtaposición tectónica de gran escala entre terrenos que actualmente se encuentran contiguos (Berg et al., 1978). A partir del momento de yuxtaposición, los terrenos pueden compartir una historia geológica.

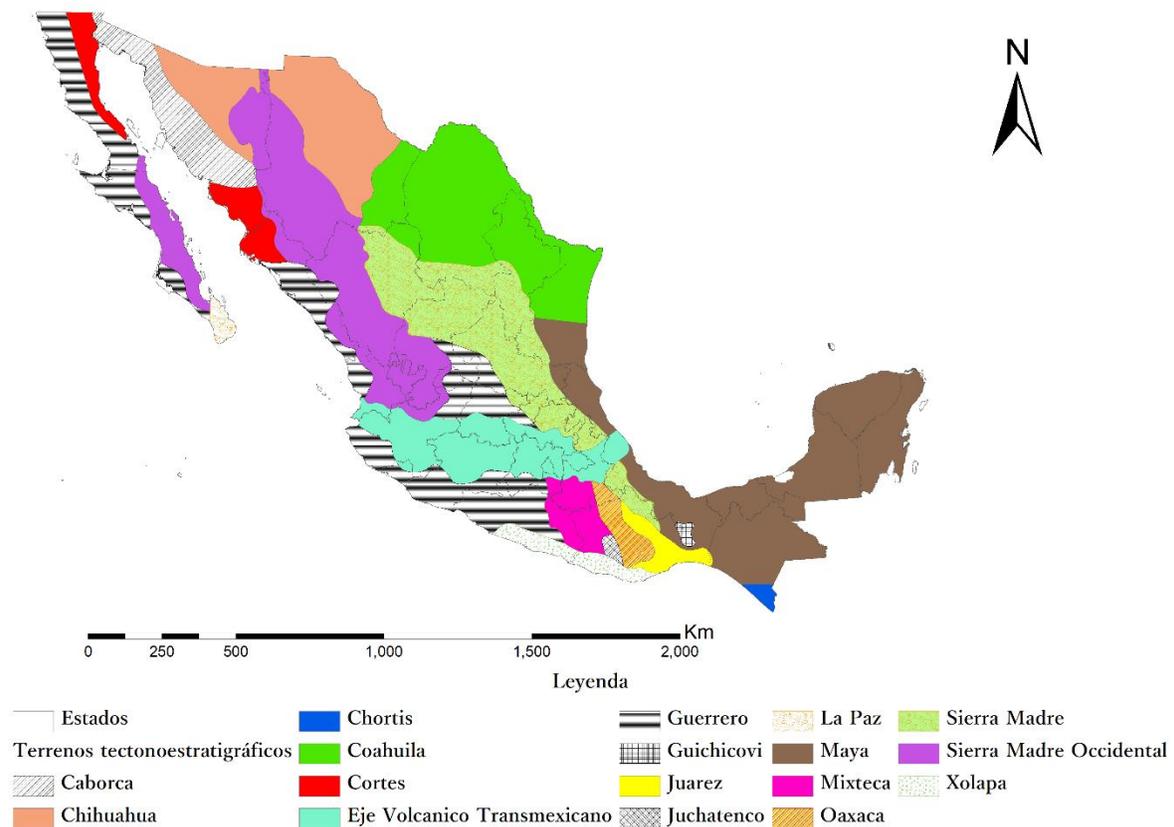


Figura 5.1. Terrenos tectonoestratigráficos en México. En la parte del sur se distinguen los terrenos Guerrero, Xolapa, Mixteca, Oaxaca y Juárez como parte de la Sierra Madre del Sur (SMS). Modificado de Campa y Coney (1983).

Los terrenos Mixteca y Oaxaca (Campa y Coney, 1983) o Mixteco y Zapoteco (Sedlock et al., 1993) están ubicados dentro de la SMS, abarcando los estados de Guerrero, Morelos, Puebla, y Oaxaca (Figura 5.1); en lo sucesivo, se empleara la nomenclatura propuesta por Campa y Coney (1983). Ambos terrenos tienen un basamento metamórfico con secuencias de alto grado metamórfico, representado en el Terreno Mixteca por el Complejo Acatlán (Paleozoico temprano) y en el Terreno Oaxaca por el Complejo Oaxaqueño (Precámbrico). El Complejo Acatlán puede dividirse estructuralmente en: Subgrupo Petlalcingo, Subgrupo Acateco, y la Formación Tecomate (Ortega-Obregon et al., 2011). El Complejo Oaxaqueño está compuesto por secuencias de ortogneises, metasedimentos y rocas máficas, en facies granulíticas y anortosíticas (Santamaría-Díaz, 2009). El Terreno Mixteca presenta, de acuerdo a Santamaría-Díaz (2009), entre 3 y 6 eventos de deformación, ocurridos durante el Ordovícico tardío a Silúrico temprano (Orogenia Acatecana), y durante el Devónico tardío (Orogenia Mixteca). El Terreno Oaxaca presenta, de acuerdo con el mismo autor, 6 eventos de deformación.

Durante el Paleozoico Medio a Tardío se registraron eventos de deformación, exhumación de rocas oceánicas del Terreno Mixteca y la formación de la orogenia Caltepeense, resultado de la colisión oblicua de los Terrenos Mixteca y Oaxaca (Elías-Herrera et al., 2011; Sedlock et al., 1993) (Figura 5.2). Para datar esta colisión se ha empleado a la Fm Matzitzi⁶ mediante la datación U-Pb en zircones de la felsita Atolotitlán (unidad de la formación), obteniendo una edad de cristalización de 240 ± 3 Ma, correspondiente al Triásico Medio, implicando la edad de la Formación Matzitzi entre el Pérmico Tardío al Triásico Medio. El límite entre estos terrenos está caracterizado por estructuras con orientación -N-S (Elías-Herrera et al., 2011).

⁶ Primera formación en cubrir los Terrenos Mixteca y Oaxaca y considerada, en consecuencia, posterior a su colisión

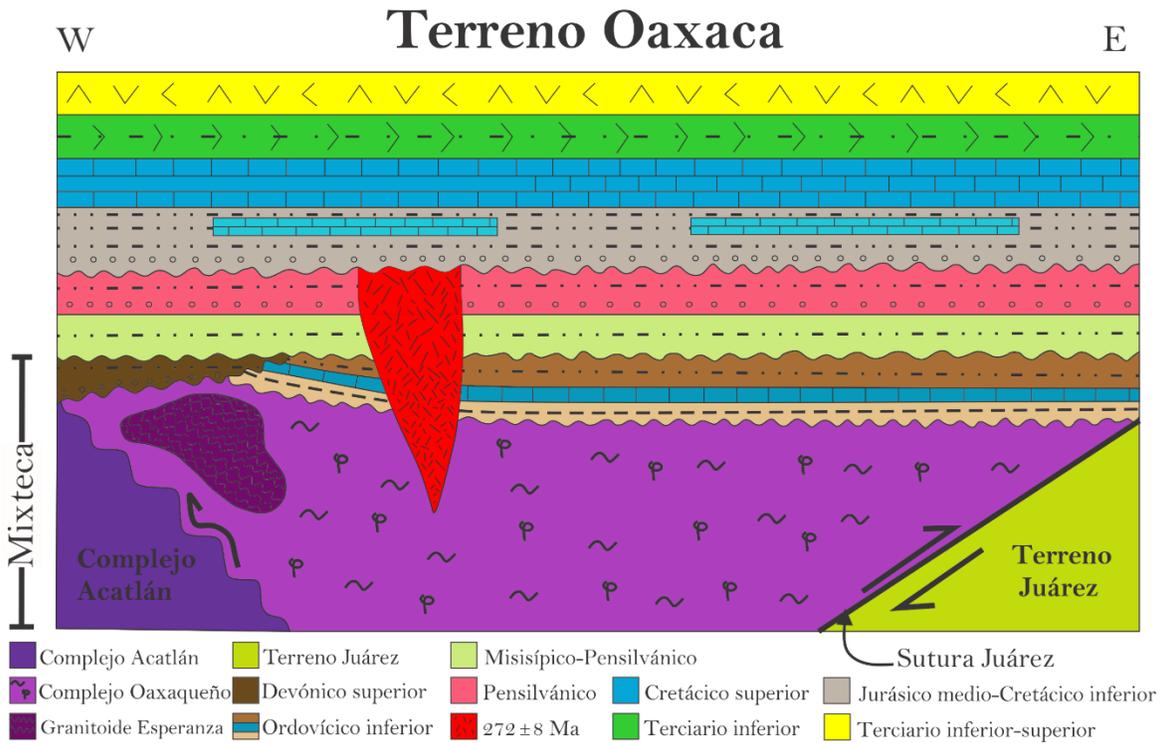
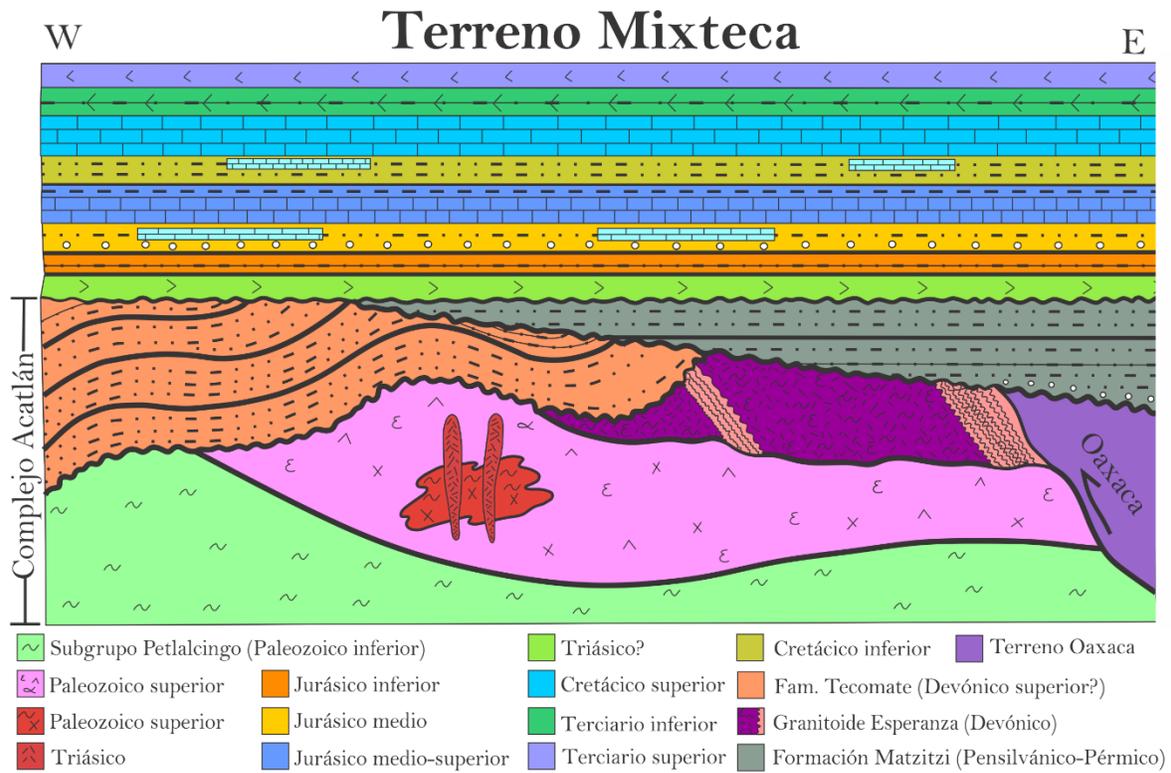


Figura 5.2. Secciones del Terreno Mixteca y Terrenos Oaxaca. Modificado de Sedlock *et al.* (1993).

5.2.2 Marco tectónico regional

El sur de la República Mexicana, especialmente los estados de Oaxaca y Guerrero, tiene una historia geológica y tectónica compleja, y a pesar de tener importantes avances en su entendimiento evolutivo en los últimos años todavía existen controversias de la evolución geológica y tectónica en la región (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). La primera secuencia de metamorfismo regional registrada en el estado de Oaxaca puede observarse en el Complejo Oaxaqueño, y data del Precámbrico, con una isócrona en el punto máximo de esfuerzos de $1,100 \pm 20$ Ma. Esta secuencia metamórfica está asociada a la apertura del rift Oaxaqueño y la expansión del arco de Telixtlahuaca, que provocó una intensa compresión lateral (Bazán-Perkins y Bazán-Barrón, 2011). Durante el Cretácico Tardío y hasta el Eoceno Medio se generaron estructuras de acortamiento con diferentes intensidades, dependiendo del área donde se estuviera presentando. Este acortamiento presenta dirección E-W en la plataforma de Guerrero-Morelos, y NE-SW en el extremo oriental del bloque Acatlán-Oaxaca, generando estructuras de plegamiento y cabalgaduras en secuencias marinas del Mesozoico y más jóvenes. Por las edades de la deformación y la cinemática de la misma, estos eventos de deformación se han asociado a la orogenia Laramide de la cordillera norteamericana (Morán-Zenteno *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). El estilo estructural asociado al evento de orogenia Laramide consiste principalmente de pliegues y cabalgaduras con fallas de desplazamiento lateral asociadas, bajo ángulo, y una orientación aproximada N-S; se les asocia además una dirección de transporte tectónico hacia el E, basándose principalmente en el frente de falla de las cabalgaduras (Morán-Zenteno *et al.*, 2005).

La deformación asociada a la orogenia Laramide sobre la zona sur de la República tuvo una mayor intensidad en las partes externas de los terrenos Oaxaca y Mixteca y una menor intensidad al interior de estos terrenos. Esto puede asociarse a la presencia de los núcleos metamórficos en la parte externa (Complejo Acatlán y Complejo Oaxaqueño) en contraste con las secuencias sedimentarias compuestas principalmente por rocas de cobertura cretácica hacia el interior de los terrenos (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). La deformación generada por la orogenia Laramide también presenta una migración de los eventos compresivos de O a E, desde aproximadamente 100° W de longitud a $\sim 96^\circ$, y de una edad Santoniense-Campaniense a Eoceno medio, respectivamente (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). El bloque de basamentos metamórficos Acatlán-Oaxaca chocó con el cinturón milonítico en su borde oriental, generando el cabalgamiento de este bloque sobre el cinturón milonítico. Este estilo

de cabalgamiento de los bloques metamórficos sobre el cinturón milonítico solo ocurrió en la parte oriental del bloque, estando ausente al N de este. Paralelo a esto, dentro del bloque Acatlán-Oaxaca se tiene, en comparación a los bloques aledaños, una cubierta sedimentaria más delgada. En conjunto esto sugiere que este bloque tuvo una elevación superior respecto a los bloques aledaños durante el Mesozoico (Nieto-Samaniego et al., 2006).

Luego de la orogenia Laramide se tiene registro de un cambio en el estilo estructural de fallas en los bloques metamórficos Acatlán-Oaxaca, representados por fallas normales y laterales izquierdas en la zona sur de los bloques, en el contacto con el Terreno Xolapa. Esto implica un cambio en el régimen de esfuerzos a uno transtensional con componente lateral izquierda (Nieto-Samaniego et al., 2006). Estas fallas datan del Eoceno al Oligoceno y ocurren principalmente en estructuras preexistentes, concentrándose en los límites de los terrenos Mixteca y Oaxaca. En el límite de estos terrenos con el terreno Xolapa las estructuras geológicas presentan un régimen tensional con componente lateral izquierda, pero al interior de los terrenos dicha componente no está representada de manera considerable (Nieto-Samaniego et al., 2006).

5.3 Escala local

En la escala local el área de estudio ha estado presente, si bien de manera indirecta, en los trabajos de Ferrusquía-Villafranca (1970), Pantoja-Alor (1970), Salas (1949), Santamaría-Díaz (2009) y Schlaepfer (1970), entre otros autores. Estos trabajos se han ubicado en la zona N y NO del Estado de Oaxaca, pero no han tratado de manera detallada la zona, y se encuentran diferencias importantes entre los mapas presentados por cada autor debido a la escala con la cual se ha trabajado hasta el momento y los diferentes enfoques bajo los cuales los trabajos previos se han realizado. Los primeros trabajos realizados estaban enfocados en determinar su estratigrafía y con fines paleontológicos y, posteriormente, se cambió el enfoque a la geocronología de las distintas litologías, a la geología económica y a la geología estructural (Santamaría-Díaz, 2009). En ninguno de estos mapas (INEGI, 1997; Salas, 1949; Santamaría-Díaz et al., 2008; SGM, 2007) están representadas las cuevas conocidas localmente, y su presencia solo es mencionada en el Plan Municipal de Desarrollo San Miguel Tecmatlán 2011-2013 (Mejía-Jacinto, 2011).

El primer trabajo en presentar formalmente un mapa geológico y una columna geológica del área de estudio fue Salas (1949) en su *Bosquejo Geológico de la Cuenca Sedimentaria de*

Oaxaca. En su trabajo presenta también una secuencia estratigráfica regional (Figura 5.3), empleando fósiles y microfósiles, haciendo una comparación de litologías con las propuestas por otros autores como Kellum y Burckhardt (como se cita en Salas, 1949), y empleando dataciones.

La columna estratigráfica presentada por Salas (1949) presenta unidades desde edades Proterozoicas hasta Cuaternarias. Por supuesto, muchos trabajos actuales presentan grandes diferencias en cuanto a las unidades presentes y sus edades gracias a la cantidad de información que está disponible actualmente. Entre estos trabajos se puede destacar los de Ferrusquía-Villafranca (1970), Pantoja-Alor (1970) y Schlaepfer (1970) realizados como parte del *Libro Guía de la Excursión México-Oaxaca*. Ferrusquía-Villafranca (1970) se enfoca a la geología de los Sistemas Jurásico, Cretácico, y Terciario, proponiendo una secuencia estratigráfica mediante la correlación con el Complejo Basal de Tezoatlán, la Fm Yucuñuti, y el Grupo Tecocoyunca. Pantoja-Alor (1970) describe las rocas sedimentarias de edades Paleozoicas, y Schlaepfer (1970) realiza la reconstrucción del cuadro de sedimentación Terciaria continental dentro del área de Yanhuitlán-Nochixtlán, haciendo una descripción detallada de la litología de las unidades indiferenciadas del Albiano-Cenomaniano, unidades del Necomiano, y la Fm Etlatongo, y sus ambientes de sedimentación asociados. En cuestión a trabajos recientes destaca el trabajo realizado por Elías-Herrera *et al.* (2011), quienes describen las formaciones asociadas a la colisión de los terrenos Mixteca y Oaxaca (representada por una línea morada y líneas rojas en la Figura 5.3), integrando la datación de unidades ígneas interestratificadas pertenecientes a la Fm Matzitzi, primera formación en cubrir ambos terrenos tectonoestratigráficos. Respecto a la misma formación también destaca el trabajo realizado por Centeno-García *et al.* (2009), dándole hincapié a la sedimentología de la formación y a la naturaleza de su unidad ígnea. Con respecto al contexto estructural de la Falla Tecomatlán y a su naturaleza son relevantes los trabajos de Santamaría-Díaz *et al.* (2008), referentes a las deformaciones ocurridas en la región Tamazulapam durante el cenozoico; Nieto-Samaniego *et al.* (2006) tratando los eventos de deformación en la SMS desde el Cretácico Tardío al Mioceno; y la tesis de Santamaría-Díaz *et al.* (2009) respecto a la influencia de la falla de basamento de los terrenos Oaxaca y Mixteca sobre las deformaciones Cenozoicas en la región de Tamazulapam, donde se encuentra la Falla Tecomatlán.

Por la relevancia que tienen para el presente estudio se pueden destacar las siguientes semejanzas y diferencias entre estos autores, que pueden ser consultadas en la Figura 5.3. Salas (1949), Pantoja-Alor (1970) y Elías-Herrera *et al.* (2011) representan los únicos autores en describir unidades de edades triásicas, coincidiendo en un conglomerado basal y en una secuencia que pasa de lutitas y areniscas a calizas y margas. Elías-Herrera *et al.* (2011) y Centeno-García *et al.* (2009) describen al conglomerado basal como masivo, mal clasificado, con clastos bien redondeados, variando en tamaños de 3 a 60 cm, siendo los clastos más abundantes gneis, cuarzo y granito milonítico. Adicionalmente Centeno-García *et al.* (2009) indica que la procedencia de estos fragmentos es el Complejo Oaxaqueño. Ambos autores (Centeno-García *et al.*, 2009; Elías-Herrera *et al.*, 2011) colocan este conglomerado como la base de la Fm Matzitzi. Schlaepfer (1970) describe una secuencia similar de edades Jurásicas, denominándola Fm Etlatongo, y la describe como una secuencia de limolitas y arcillas rojas con horizontes tobaceos y bentónicos, seguidas de areniscas rojas de grano grueso, con capas conglomeráticas en la base, conteniendo principalmente fragmentos de rocas metamórficas y granito.

Salas (1949), Ferrusquía-Villafranca (1970), Schlaepfer (1970), Pantoja-Alor (1970) y Santamaria-Díaz *et al.* (2008) coinciden en la presencia de rocas calcáreas como calizas y margas, pero existen discrepancias entre las descripciones, que reflejan los diferentes ambientes de depósito. Salas (1949) describe a la Caliza Teposcolula como una caliza de color crema o gris oscura, con algunos horizontes fosilíferos, especialmente conteniendo bivalvos, y de estratificación masiva. Ferrusquía-Villafranca (1970) describe una caliza color crema alternada con capas más delgadas que presentan microestratificación, con clastos de pedernal en nódulos y microfósiles, principalmente miliolidos o pelecípodos. Este mismo autor describe una unidad de marga con presencia de una amplia variedad de fósiles, entre ellos rudistas, por lo que le asocia una edad del Cretácico Superior y denomina esta unidad como Marga Yucunama. Santamaria-Díaz *et al.* (2009) denomina a estas unidades Formación Teposcolula.

Ferrusquía-Villafranca (1970) y Schlaepfer (1970) coinciden en descripciones de un conglomerado rojo de composición principalmente calcárea como base de la secuencia Terciaria, que Ferrusquía-Villafranca (1970) denomina Conglomerado Tamazulapan. Pantoja-Alor (1970), en cambio, describe a un conglomerado rojo cubriendo con notable discordancia angular a rocas Paleozoicas, marcando la base del Mesozoico. Salas (1949)

describe también a un conglomerado rojo como unidad inferior a la Caliza Teposcolula, solo observable en un afloramiento en la localidad de Huajuapán de León, y por tanto no le asigna formalmente una edad.

Salas (1949), Ferrusquía-Villafranca (1970), Schlaepfer (1970) y Pantoja-Alor (1970) coinciden en la descripción de capas de arcilla de colores rojizos, con intercalaciones de areniscas o arenas, cenizas volcánicas endurecidas, y ocasionalmente conglomerados con estratificación cruzada, y denominan a esta secuencia Fm Yanhuitlán. Schlaepfer (1970) y Santamaria-Díaz et al. (2009) son los únicos autores que reportan un conglomerado calcáreo polimíctico al que denominan Conglomerado Tecomatlán, y por su posición estratigráfica le atribuyen una edad Terciaria. Por su posición estratigráfica y la semejanza litológica, se puede relacionar al Conglomerado Tecomatlán con el Conglomerado Tamazulapan descrito anteriormente.

Era	Sistema	Serie	Salas (1949) ¹	Ferrusquia (1970) ²	Schlaepfer (1970) ³	Pantoja-Alor (1970) ⁴	Santamaria-Díaz <i>et al.</i> (2008) ⁵	Elías-Herrera <i>et al.</i> (2011) ⁶
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Gravas Caliche	Aluvi3n Travertino Caliche Suelos	Rellenos de valle		Aluvi3n	
		Pleistoceno						
	Ne3geno	Plioceno		Fm Chilapa Andesita SN Marcos Andesita Yucudaac Diabasa Suchixtlahuaca	Fm Sosola			
		Mioceno	Capas Yanhuitl3n	Complejo pirocl3stico Cerro Verde	Fm Yanhuitl3n			
	Pale3geno	Oligoceno	Capas	Complejo Pirocl3stico Llano de Lobos	Conglomerado Tecomatl3n			
		Eoceno	Huajuapam	Formaci3n Yanhuitl3n				
Paleoceno			o x Conglomerado x x Tamazulapam x					
Mesozoico	Cret3ceo	Superior	Margas Tilantongo Caliza Pettalcingo Calizas con pedernal	Caliza Teposcolula	Caliza gris Arenisca amarilla		Fm Tilantongo Fm Yucunama Fm Teposcolula Fm San Juan Teita	
		Inferior	Capas Tlaxiaco		Grupo Puebla?		Fm San Isidro	
	Jur3sico	Superior	Caliza Teposcolula Yeso Tlaltepexi	Calizas				
		Medio	Capas	Areniscas	Formaci3n Etlatongo			
		Inferior	Mixtepec El Consuelo	Limolitas				
	Tri3sico	Superior	Lutitas Lutitas arenosas					
		Medio	Conglomerados basales Brechas pirocl3sticas Areniscas conglomer3ticas					
		Inferior						
	Paleozoico	P3rmico						
Carbonífero			Acatl3n					
Dev3nico								
Silúrico								
Ordovícico								
C3mbrico								
Proterozoico			Esquistos					
				Complejo Oaxaca	Z3calo prec3mbrico (Orogenia Oaxaqueña)		Complejo Oaxaqueño	

Figura 5.3. Cuadro resumen de los trabajos previos con relevancia para el 3rea de estudio. ¹ Bosquejo geol3gico de la Cuenca Sedimentaria de Oaxaca; ² Geol3gia del 3rea de Tamazulapam-Teposcolula-Yanhuitl3n, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca; ³ Geol3gia Terciaria del 3rea de Yanhuitl3n-Nochixtl3n, Estado de Oaxaca; ⁴ Rocas sedimentarias Paleozoicas de la regi3n centro-septentrional de Oaxaca; ⁵ Deformaciones Cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la regi3n de Tamazulapam, sur de M3xico; ⁶ Colisi3n oblicua del Cisuraliano-Guadalupiano entre bloques continentales en el sur de M3xico: evidencias estratigr3fico-estructurales y geocronol3gicas.

6 Exploración geológica

El presente trabajo fue dividido en dos ramas principales para probar o refutar la hipótesis planteada en el capítulo 3 §3. En este capítulo se expone la rama de la exploración geológica, describiendo el proceso de obtención de datos geológicos y estructurales, observaciones en campo, toma de muestras, análisis de láminas delgadas, análisis de datos estructurales y finalmente exponiendo los resultados obtenidos. Estos resultados serán integrados con los resultados de la exploración geofísica para llegar a las conclusiones de este trabajo.

6.1 Campañas de campo

De los trabajos expuestos en el marco geológico capítulo 5 §3 se extrajo información de las litologías presentes (reportadas), la estratigrafía, las características de la Falla Tecamatlán, y la cartografía. Esta información fue corroborada o corregida en un total de dos campañas de campo. En la primera campaña de campo, realizada en el mes de febrero, se tomaron datos y muestras geológicas para generar una cartografía del lugar, reconstruir su estratigrafía, conocer los procesos geológicos acontecidos dentro del área y tener un primer acercamiento a la dinámica de la Falla Tecamatlán. Se registraron y localizaron muestras (Figura 6.1), datos estructurales, fotografías y GPS.

La segunda campaña de campo fue empleada para afinar los datos estructurales de la Falla Tecamatlán, obteniendo datos de las fallas laterales que la cortan, y afinando los límites litológicos a lo largo de la falla. Para esto se siguió la traza de la falla, observable en la Figura 6.2.

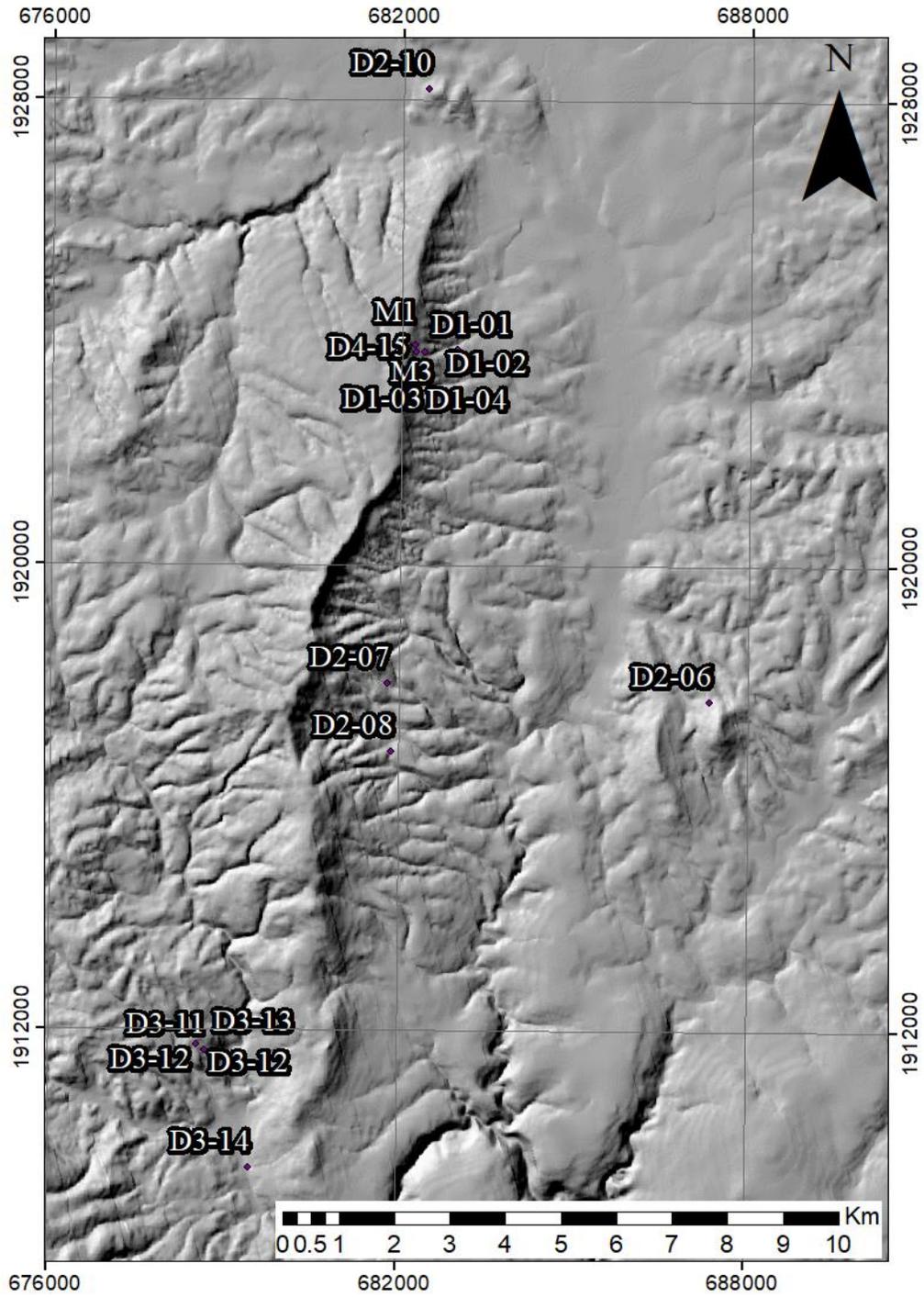


Figura 6.1. Mapa de toma de muestras geológicas dentro del área de estudio.

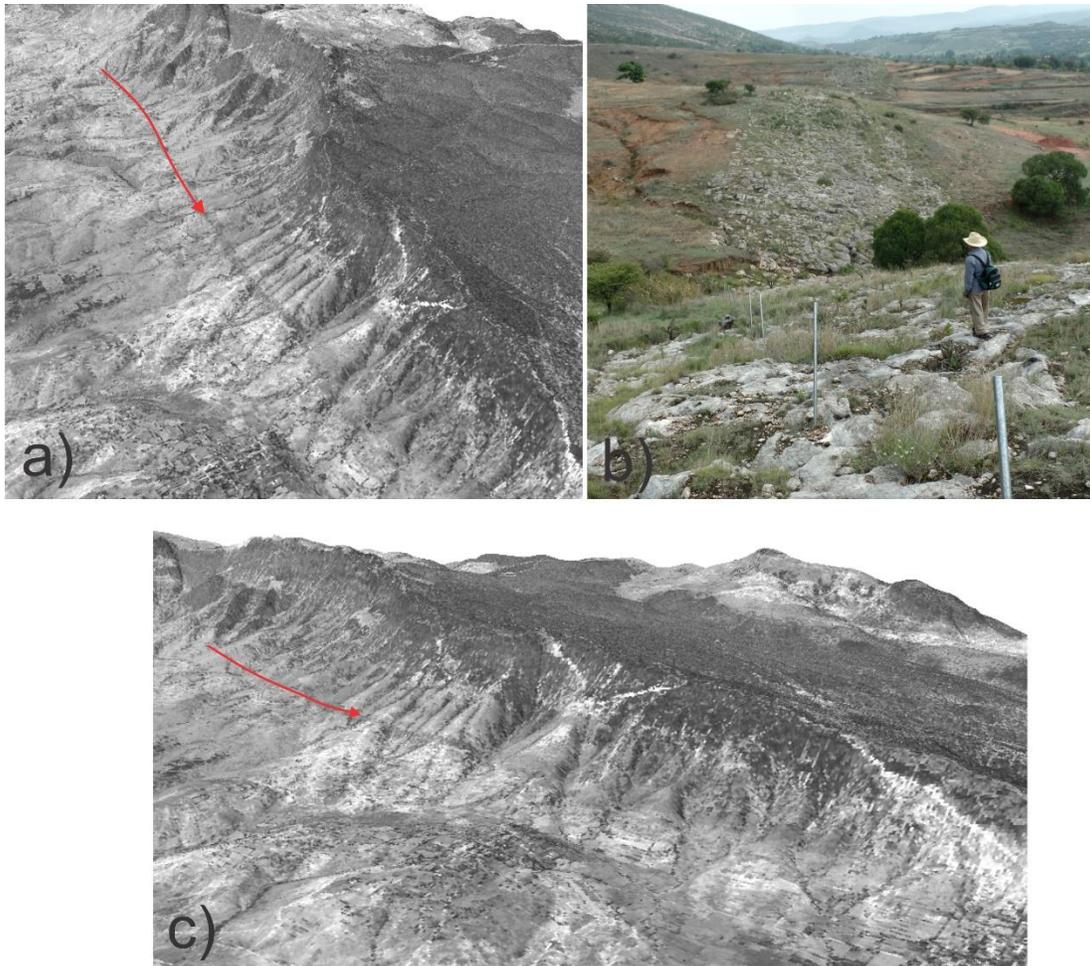


Figura 6.2. Traza de la falla señalada en: a) modelo tridimensional del relieve generado a partir de un Modelo de Elevación Digital (MED), donde se señala la traza de la falla, b) fotografía propia donde la traza de la falla es reconocible por el cambio de color y litología, y c) vista frontal de la traza de la falla y el relieve empleando un modelo tridimensional.

6.2 Descripción y análisis de muestras geológicas y datos estructurales

Las muestras geológicas obtenidas fueron inspeccionadas a detalle y clasificadas. Se hicieron láminas delgadas de muestras seleccionadas según su asociación con los procesos geológicos ocurridos dentro del área de estudio para conocer los procesos de deformación relacionados con la Falla Tecomatlán, y de muestras con información paleontológica, para usarse como indicadores temporales.

Las láminas delgadas fueron analizadas mediante mineralogía óptica, a fin de reconocer los componentes y minerales presentes, sus asociaciones y sus texturas. Estos datos fueron empleados para el análisis e interpretación de las condiciones y procesos geológicos dentro del área de estudio.

Los mapas se generaron empleando el programa *Q-gis*, y haciendo uso de capas temáticas de INEGI, para obtener datos de localización de localidades urbanas y rurales, carreteras, referencias, etcétera. La columna estratigráfica, sección geológica, y demás figuras dentro de esta tesis fueron generadas con el software *CorelDraw*.

Los datos estructurales fueron analizados empleando los programas *FaultFold*, como auxiliar para el análisis de la cinemática de la falla, y los programas *Stereonet*, para representación de los datos estructurales obtenidos y como auxiliar para en análisis de la cinemática de la Falla Tecamatlán. Estos datos fueron complementados con la técnica de mineralogía óptica para datos de cinemática, indicadores de deformación, y tipo de deformación.

6.3 Cartografía geológica, descripción y estratigrafía de litologías observadas en el área de estudio

En la Figura 6.3 se muestran las relaciones estructurales entre las unidades litológicas encontradas dentro del área de estudio, las estructuras definidas, y los datos estructurales registrados durante las campañas de campo. Se registraron un total de 10 unidades geológicas: el basamento metamórfico, representado en esta zona por el Complejo Oaxaqueño; un conglomerado con clastos principalmente metamórficos que dentro de este estudio fue denominado Conglomerado Yodondáa; una secuencia de volcanoclástico, arenisca y limo; arenisca calcárea de grano fino; una caliza con bivalvos, litológicamente asociada a la Caliza Teposcolula; arenisca calcárea sin fósiles; un conglomerado calcáreo que pasa de matriz calcárea a matriz roja; dos derrames de composición básica y uno de composición dacítica; y aluviones del cuaternario.

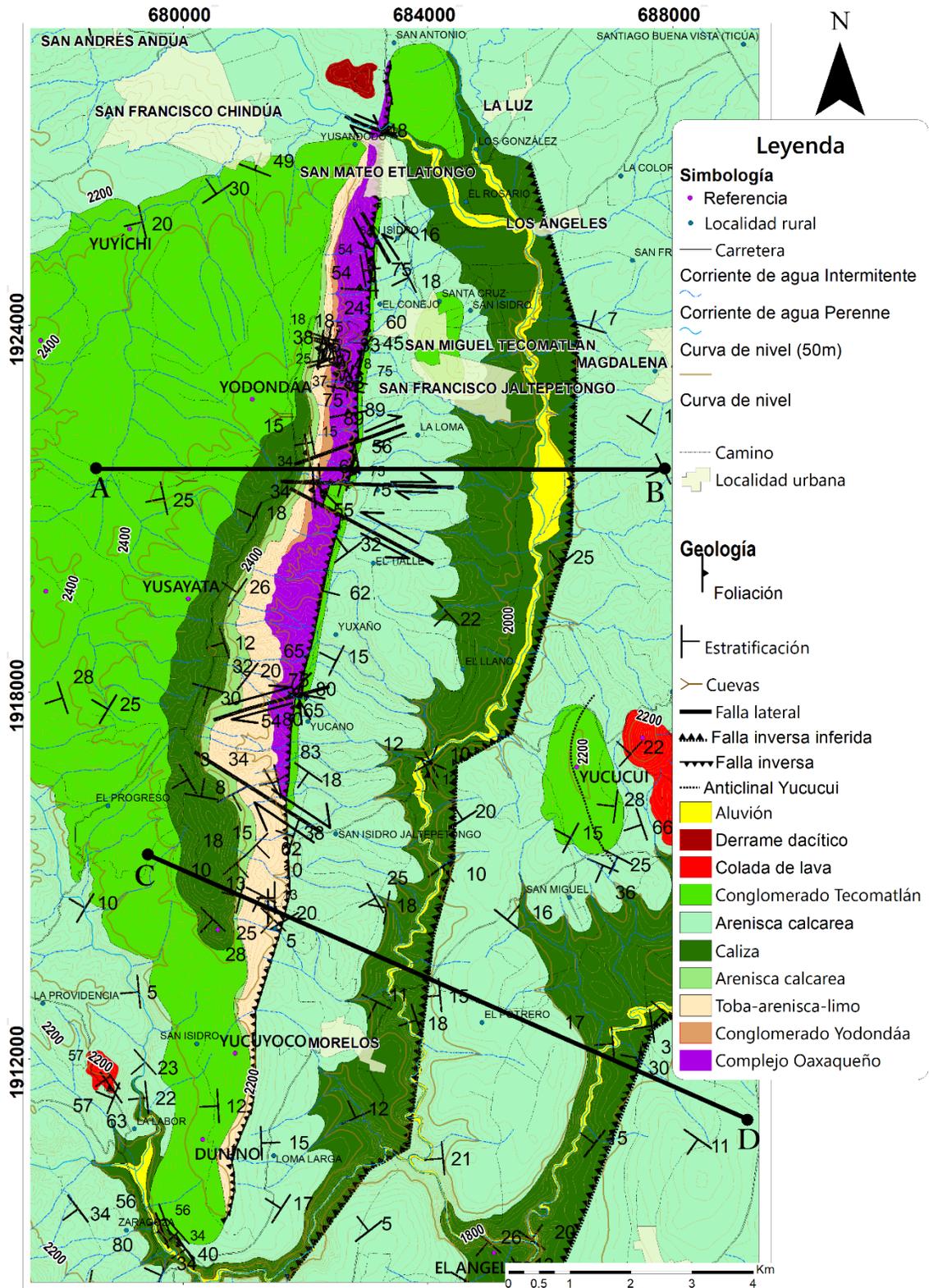


Figura 6.3. Cartografía geológica del área de estudio, mostrando tres fallas inversas, con la Falla Tecomatlán a la izquierda, 7 fallas laterales cortando a la Falla Tecomatlán, y el anticlinal Yucucui.

Se describen estructuras geológicas de disolución kárstica, estructuras de falla, y una estructura de plegamiento anticlinal en la Figura 6.3. Las estructuras de disolución kárstica dentro del área de estudio consisten en dolinas y sistemas de cuevas. Las estructuras de falla descritas se componen de un conjunto de fallas inversas, que dentro de este estudio han sido denominadas Sistema de Fallas y Cabalgaduras Tecamatlán. Este sistema consiste en una falla observada (Falla Tecamatlán) y dos fallas que fueron inferidas con base en la repetición de litologías y los datos estructurales. El frente de cabalgadura de la Falla Tecamatlán indica una propagación en dirección E, por lo que se infiere que la Falla Tecamatlán fue la primera en generarse, y las siguientes dos fallas han sido fallas secundarias generadas al continuarse el desplazamiento hacia el E del frente de cabalgadura. También se muestran 7 fallas laterales que cortan a la Falla Tecamatlán y están relacionadas a un avance heterogéneo, ya sea debido a una superficie de despegue con irregularidades, diferencias de ductilidad entre las litologías involucradas o por una aplicación de esfuerzos irregular a lo largo de la traza de falla (Laubscher, 1977). Lo siguiente que puede destacarse es el anticlinal, que dentro de este texto ha sido denominado Anticlinal Yucucui, ubicado en el alto topográfico Yucucui (Figura 6.3, zona centro-SE), conformado por un pliegue inclinado hacia el E, de poca extensión. La posición, inclinación y extensión del anticlinal tienen concordancia con la dirección de desplazamiento del sistema de fallas y cabalgaduras (también hacia el E). También puede destacarse que los altos topográficos no relacionados al escarpe de la Falla Tecamatlán están constituidos, ya sea por unidades ígneas relacionadas a la actividad de la SMS, o al Conglomerado Tecamatlán, lo que indica que estas dos litologías tienen una mayor competencia ante los procesos erosivos.

La estratigrafía en el área de estudio está representada, casi en su totalidad, en el escarpe de la Falla Tecamatlán, que expone la mayor parte de la columna estratigráfica (Schlaepfer, 1970). El basamento está representado por el Complejo Oaxaqueño (Figura 6.4) unidad metamórfica de edad Proterozoica (Bazán-Perkins y Bazán-Barrón, 2011; Ortega Gutiérrez, 1981) que dentro del área de estudio se presentan como esquistos, aplita granítica con vetas de pegmatita, metadiques de composición básica, metagranito y anfíbolitas, en facies de esquistos verde y anfíbolita; estas observaciones son concordantes con observaciones realizadas por Pantoja-Alor (1970).

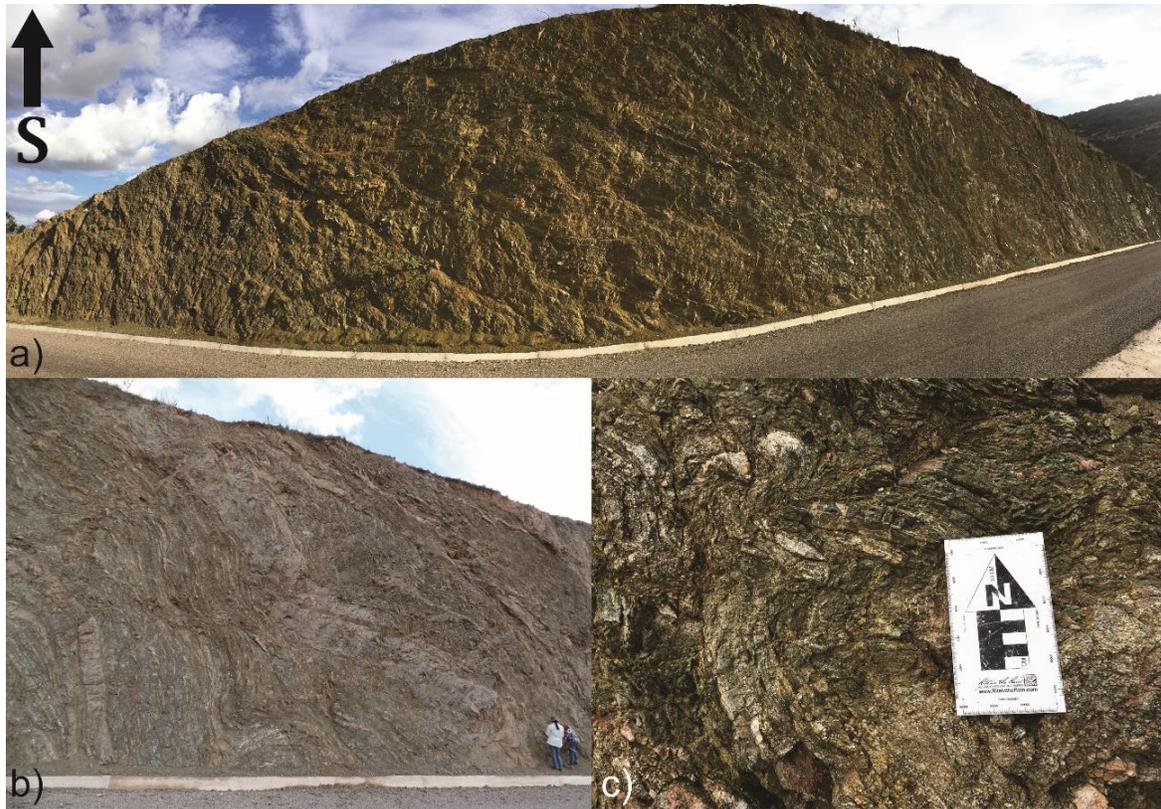


Figura 6.4. Afloramiento donde, por efecto de la Falla Tecomatlán, queda expuesto el Complejo Oaxaqueño. A) Vista panorámica del afloramiento; b) Vista de un segmento del afloramiento; c) Estructuras de deformación a escala de centímetros. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

Sobreyaciendo al basamento metamórfico se encuentra un conglomerado polimíctico, con clastos metamórficos de alto grado que van de 5 a 50 cm (Figura 6.5), y clastos ígneos de tamaños menores al centímetro, representados principalmente por cuarzo; masivos en su mayoría, pero con una capa intercalada de arenisca conglomerática y con laminación cruzada. Esta capa de arenisca no representa un cambio de composición, pues su composición es igual a la composición de la matriz del conglomerado. Los clastos de ambos estratos presentan una alta esfericidad y alto retrabajo, aunque pobre selección. La principal fuente de este conglomerado proviene del Complejo Oaxaqueño; esto puede aseverarse por la presencia de cuarzo azul en los clastos, típica característica del Complejo Oaxaqueño (Ortega Gutiérrez, 1981). Esta unidad tiene un espesor variable, acuñándose en los extremos. El mayor espesor aparente es de ~6 m, y el grosor de su estrato de arenisca es de 60 cm. Esta capa tiene correlación con las unidades descritas por Salas (1949), Centeno-García *et al.* (2009) y Pantoja-Alor (1970) (Figura 5.3), lo cual aunado a su posición estratigráfica permite

asignarle una edad tentativa del Mesozoico. Dentro de este estudio a esta unidad se le referirá como Conglomerado Yodondaá.



Figura 6.5. Conglomerado Yodondaá (rojo) en discordancia litológica con el Complejo Oaxaqueño (gris). Fotografía: García-Hurtado, M.F.

En discordancia angular se encuentra sobreyaciendo una secuencia de conglomerados a areniscas conglomeráticas (Figura 6.5), cortadas por múltiples fallas normales e inversas de poco desplazamiento. El conglomerado basal presenta mala selección, líticos matriz soportados, con tamaños que van de >1 cm a 10 cm. Los fragmentos de tamaños >1 cm son angulosos y presentan imbricación de clastos, mientras que los fragmentos de tamaños <1 cm presentan un alto retrabajo y esfericidad.

Las areniscas conglomeráticas son de grano muy grueso, de acuerdo con la escala Udden-Wentworth (Nichols, 2009) y pueden dividirse en inferiores y superiores, respecto a su posición en la columna estratigráfica. Las areniscas inferiores son matriz soportadas, con tamaño de clastos superiores a los 2 cm y presentan mala selección, sin estructuras sedimentarias. Las areniscas superiores son grano-soportadas, con tamaños de clastos ≥ 1 cm, bien seleccionados, y presentan una estructura de estratificación cruzada planar. La

secuencia es polimíctica, siendo sus principales componentes cuarzo, pedernal y fragmentos de roca metamórfica. El cambio de conglomerado a arenisca conglomerática indica un descenso en la energía del flujo, el cual a su vez queda evidenciado por la imbricación y la estratificación cruzada planar.



Figura 6.6. Arenisca conglomerática que sobreyace al Conglomerado Yodondaá. En la fotografía se aprecia la estratificación cruzada planar. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

Sobreyaciendo en discordancia angular hay una secuencia de capas intercaladas de arcillas rojas y volcanoclástico de color verde, grano fino, producto del depósito de ceniza volcánica en un medio acuoso, formando también paleocanales con bases erosivas en algunas secciones (Figura 6.6), que presentan estructuras internas de carga y almohadillas. Se intercalan con arenisca de grano grueso, con componentes principalmente ígneos y clastos con alto retrabajo. La arenisca es, sin embargo, menos abundante en comparación a las arcillas rojas y el volcanoclástico. Esta secuencia corresponde a la Fm Etlatongo descrita por Schlaepfer (1970) (Figura 5.3, tercera columna), y que designa como una formación continental o transicional.



Figura 6.7. Capas de arcilla roja (A.R.) intercaladas con capas de volcanoclástico verde (VC). Fotografía: García-Hurtado, M.F.

Sobreyaciendo esta secuencia con discordancia erosiva se encuentra una unidad de arenisca calcárea, con textura equigranular, sin fósiles ni estructuras sedimentarias y con clastos de arena muy fina, de acuerdo con la escala Udden-Wentworth (Nichols, 2009). Sobreyaciendo a esta capa en aparente concordancia comienza una secuencia de margas, calizas y areniscas calcáreas. Las margas son de color crema, de poco espesor, y transicionan a calizas de color crema claro que se intemperizan a un color gris, en algunas zonas con macrofósiles de bivalvos (Figura 6.7), usualmente limpias y sin inclusión de clastos u otros macrofósiles. Las calizas son litológicamente similares a la Fm Teposcolula (unidad Caliza Teposcolula) (Figura 5.3), descritas al O y al NE de la zona de estudio. Esta relación indica que la edad de esta unidad a inicios del Cretácico Superior. Las areniscas son, al igual que las margas, de poco espesor, usualmente menores a 5 cm, sin fósiles aparentes.



Figura 6.8. Caliza color crema con macrofósiles de bivalvos. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

Conglomerados calcáreos sobreyacen a las calizas, de matriz calcárea o matriz de arcilla rojiza (Figura 6.9), y entre 20 a 30% de cementante. Ambos conglomerados tienen un grado alto de litificación, y sus clastos se componen principalmente de la caliza que los subyace, aunque también tienen fragmentos de pedernal, cuarzo, y rocas metamórficas. Los clastos tienen un alto retrabajo, mala selección, redondeados a subredondeados, con clastos imbricados en algunas secciones (Figura 6.9 b); presentan contactos suturados (Figura 6.9 d), indicativo de un esfuerzo compresivo, posiblemente por carga. Los clastos de caliza presentan tanto macrofósiles como microfósiles (se pueden consultar a mayor detalle en el Apéndice §5), donde destaca la presencia de rudistas, indicando una edad Cretácica; esta edad permite suponer que los líticos de caliza en el conglomerado de matriz calcárea provienen de la Fm Teposcolula. Dominan los tamaños de clastos de 6 a 12 cm, pero varían entre 1y 20 cm, sin embargo, en algunas secciones ubicadas al sur de la Falla Tecomatlán (Figura 6.3) hay una gradación, aunque no está bien definida, y la matriz presenta estratificación cruzada en escasas secciones. El conglomerado de matriz de arcilla roja tiene las mismas características respecto a los clastos, y en secciones cercanas a la Falla Tecomatlán parece ser una variación lateral del conglomerado de matriz calcárea (Figura 6.10), mientras en secciones al S de la

zona de estudio se encuentra estratigráficamente sobre el conglomerado de matriz calcárea. En una sección al S existe una caliza de color crema intercalada entre conglomerados de matriz calcárea, pero se desconoce su extensión lateral.

El conglomerado de matriz calcárea (Figura 6.9 a y b) ha sido descrito en la misma zona de estudio por Schlaepfer (1970) y Santamaria-Díaz *et al.* (2009). Schlaepfer (1970) lo denominó Conglomerado Tecomatlán, y le asignó una edad del Paleógeno Temprano por su posición estratigráfica. En lo sucesivo se empleará este nombre para designar a la unidad. El conglomerado de matriz de arcilla roja (Figura 6.9 c y d) tiene semejanza litológica con el Conglomerado Tamazulapam (Ferrusquía-Villafranca, 1970), y con el conglomerado basal de la Fm Yucunama, pero no se tiene presente dentro del área de estudio la secuencia completa de la Fm Yucunama, de manera que no se puede aseverar que se trate de una unidad de esta formación.



Figura 6.9. Conglomerado calcáreo y conglomerado de matriz de limo y arcilla roja. A) Conglomerado de matriz calcárea, resaltando los bivalvos tanto en la matriz como en uno de los clastos; b) conglomerado de matriz calcárea, resaltando la imbricación de clastos y los contactos suturados entre clastos; c) conglomerado de matriz de arcilla roja; d) conglomerado de matriz de arcilla roja, resaltando los contactos suturados. Fotografía: García-Hurtado, M.F.



Figura 6.10. Los conglomerados de matriz roja y matriz calcárea color crema como variaciones laterales uno del otro. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

Asociado a estos conglomerados de matriz calcárea y matriz de arcilla roja (Figura 6.9) se extiende una arenisca calcárea, comprendiendo la unidad de mayor extensión dentro del área de estudio, de color claro, tamaño de grano de arena media a gruesa, de acuerdo con la escala Udden-Wentworth (Nichols, 2009), en algunos afloramientos con estratificación cruzada pero principalmente sin estructuras sedimentarias, y sin fósiles aparentes. Esta arenisca se ha encontrado sobreyaciendo a las calizas de la Figura 6.8, pero no se ha encontrado un afloramiento donde se exponga su relación estratigráfica respecto al Conglomerado Tecomatlán (Figura 6.9 a y b), que también se encuentra superpuesto a las calizas; esto podría indicar que estas areniscas son una diferente facie sedimentaria del Conglomerado Tecomatlán, pero no se puede establecer sin mayores estudios.

Las unidades litológicas más jóvenes en el área de estudio son dos derrames de composición andesítica-básica, que se encuentran al N y al S del escarpe de la Falla Tecomatlán (Figura 6.3, unidades de color rojo). El derrame ubicado al S del escarpe de la Falla Tecomatlán (Figura 6.3, unidad de color rojo al SO de la Falla Tecomatlán y al S de la localidad La Providencia) esta a su vez cortado por diques de composición básica, generando una diaclasa

en la zona de contacto entre el dique y el derrame. Este derrame generó un *skarn* por el contacto con las unidades calcáreas de la secuencia, que puede observarse especialmente en el contacto con el Conglomerado Tecomatlán, generando la recristalización de los líticas de caliza en calcita y mármol, la aparición de Wollastonita, recristalización de un xenolito de Complejo Oaxaqueño, y recristalización del pedernal en sílice fluido. Tanto estos derrames como el dique de composición básica se relacionan con la actividad magmática de la SMS; la actividad de esta zona ha sido reportada de edades del Oligoceno Temprano (Morán-Zenteno *et al.*, 2018). Esto permite ubicar al Conglomerado Tecomatlán, que subyace a estas unidades ígneas, en edades del Paleoceno-Eoceno. Con esta y las relaciones descritas anteriormente se propone la siguiente columna estratigráfica (Figura 6.11):

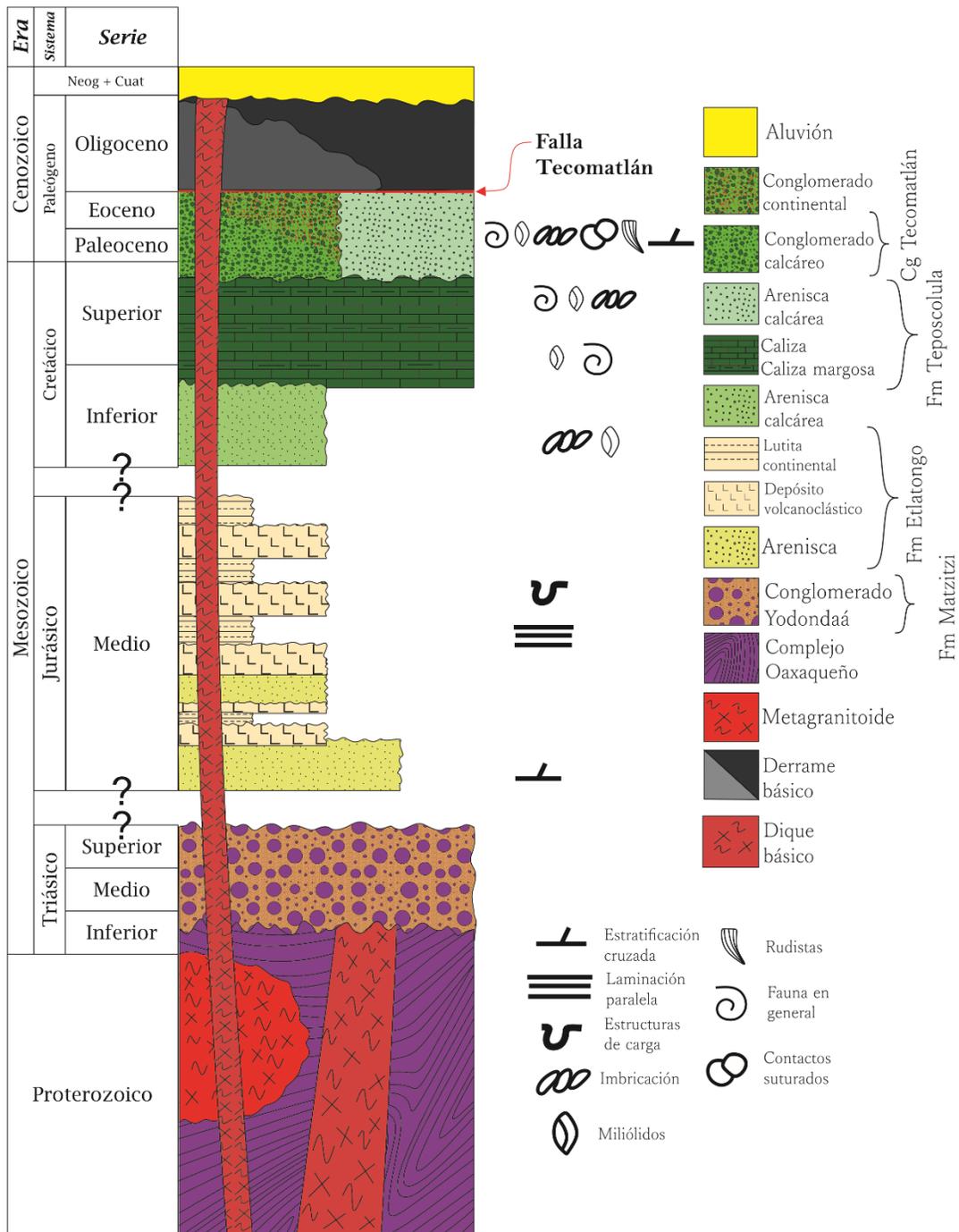


Figura 6.11. Columna estratigráfica de la zona de estudio.

6.4 Sección geológica

Para relacionar el mapa de la cartografía geológica (Figura 6.3) con la dinámica de la Falla Tecmatlán, de manera que se pueda explicar las unidades expuestas, sus características estructurales, y esto pueda ser representado en una sección geológica, se propone el siguiente modelo para explicar la dinámica de la Falla Tecmatlán (Figura 6.12):

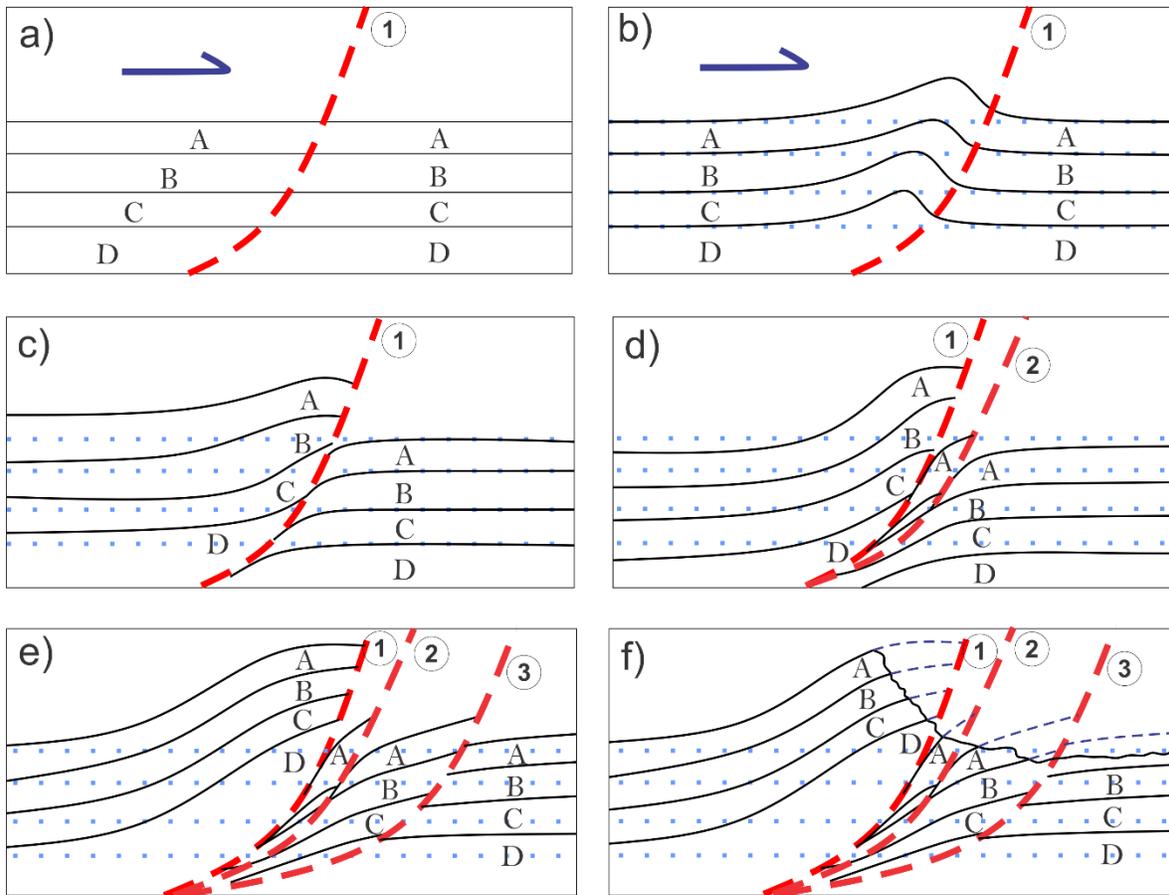


Figura 6.12. Esquema del modelo cualitativo propuesto para explicar la dinámica de la Falla Tecmatlán. Para fines comparativos, la estructura original en a) se muestra con líneas punteadas azules en los siguientes paneles. Las fallas se representan con líneas rojas discontinuas, y se numeran de acuerdo con el orden de generación.

La Figura 6.12 presenta el modelo propuesto para explicar la dinámica de la Falla Tecmatlán, dividido en 6 pasos. Se asume, por facilidad, que los estratos presentan una estructura plano-paralela antes de la deformación (Figura 6.12 a) y se indica cada estrato con una letra, donde A es el estrato más joven y D el estrato más antiguo. La deformación mantuvo una dirección de propagación hacia el E durante la generación del sistema de fallas. En la Figura 6.12 b se ilustra el inicio de la deformación, aún en régimen dúctil, lo que generó una estructura anticlinal. La Figura 6.12 c indica el momento donde se supera la frontera de resistencia de los estratos y se generó la Falla Tecmatlán (línea roja discontinua con el número 1 en la Figura 6.12). En este momento la falla comienza su desplazamiento relativo entre capas. La cabalgadura generada por este desplazamiento comienza a ejercer una fuerza sobre los estratos al E de la Falla Tecmatlán, provocando una segunda falla (línea roja discontinua con el número 2 en la Figura 6.12) con menor ángulo respecto a la primera (Figura 6.12 d).

Dado que el desplazamiento continúa, este proceso se repite, provocando una tercera falla (línea roja discontinua con el número 3 en la Figura 6.12) de menor ángulo que las dos anteriores (Figura 6.12 e). El desplazamiento total es mayor en la Falla Tecomatlán respecto a las dos fallas secundarias debido al orden de generación. En la Figura 6.12 f se ilustra el efecto del intemperismo sobre el sistema de fallas, siendo mayor en las zonas de mayor pendiente. La posición, orientación e inclinación de estratos generada por este modelo es concordante con los obtenidos en el levantamiento geológico. Se debe aclarar, sin embargo, que no es el único modelo que puede concordar con los datos actuales, pero se elige por su simpleza y concordancia con el contexto estructural, y se empleará en lo sucesivo dentro de este estudio.

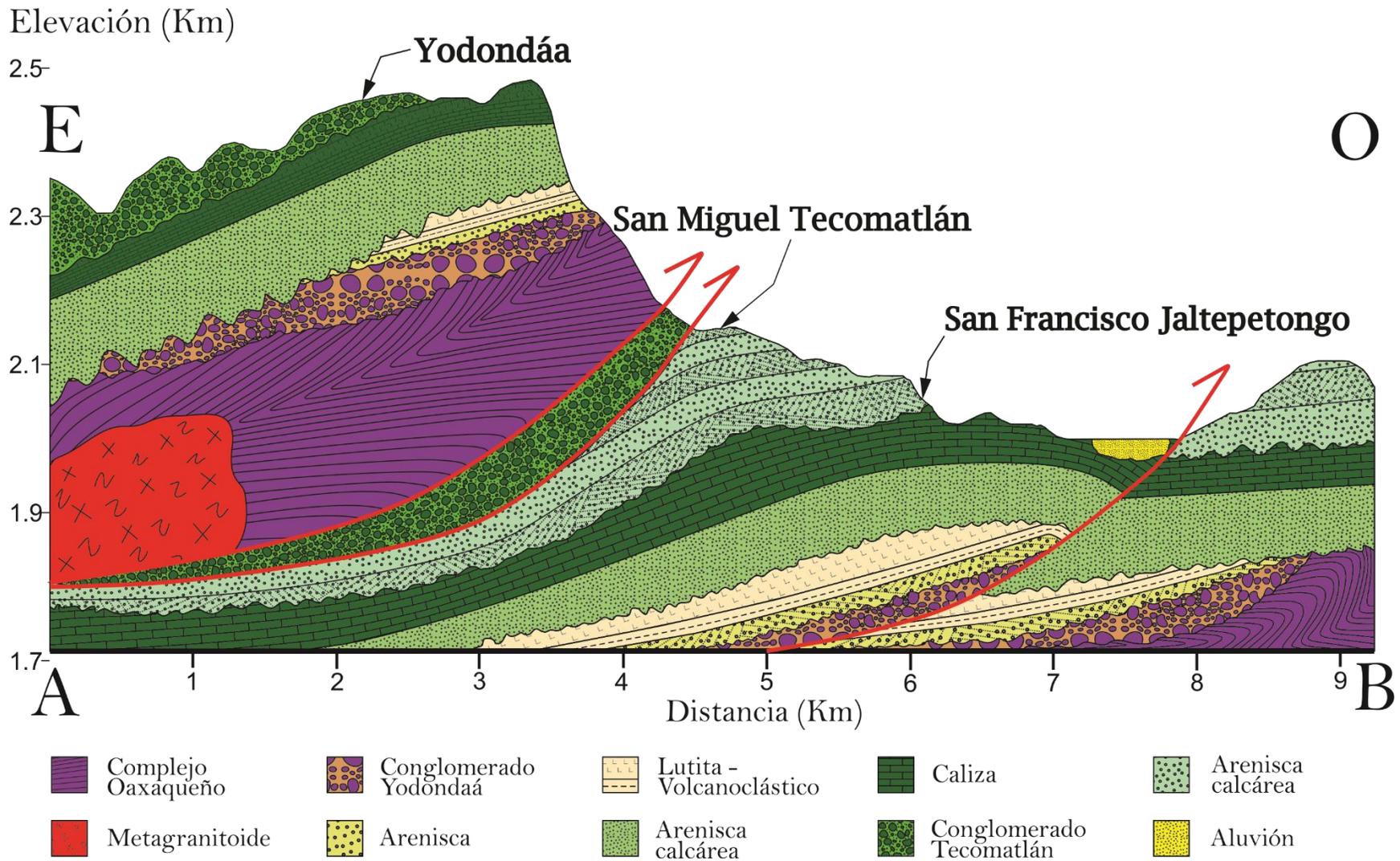


Figura 6.13. Sección geológica en la línea AB.

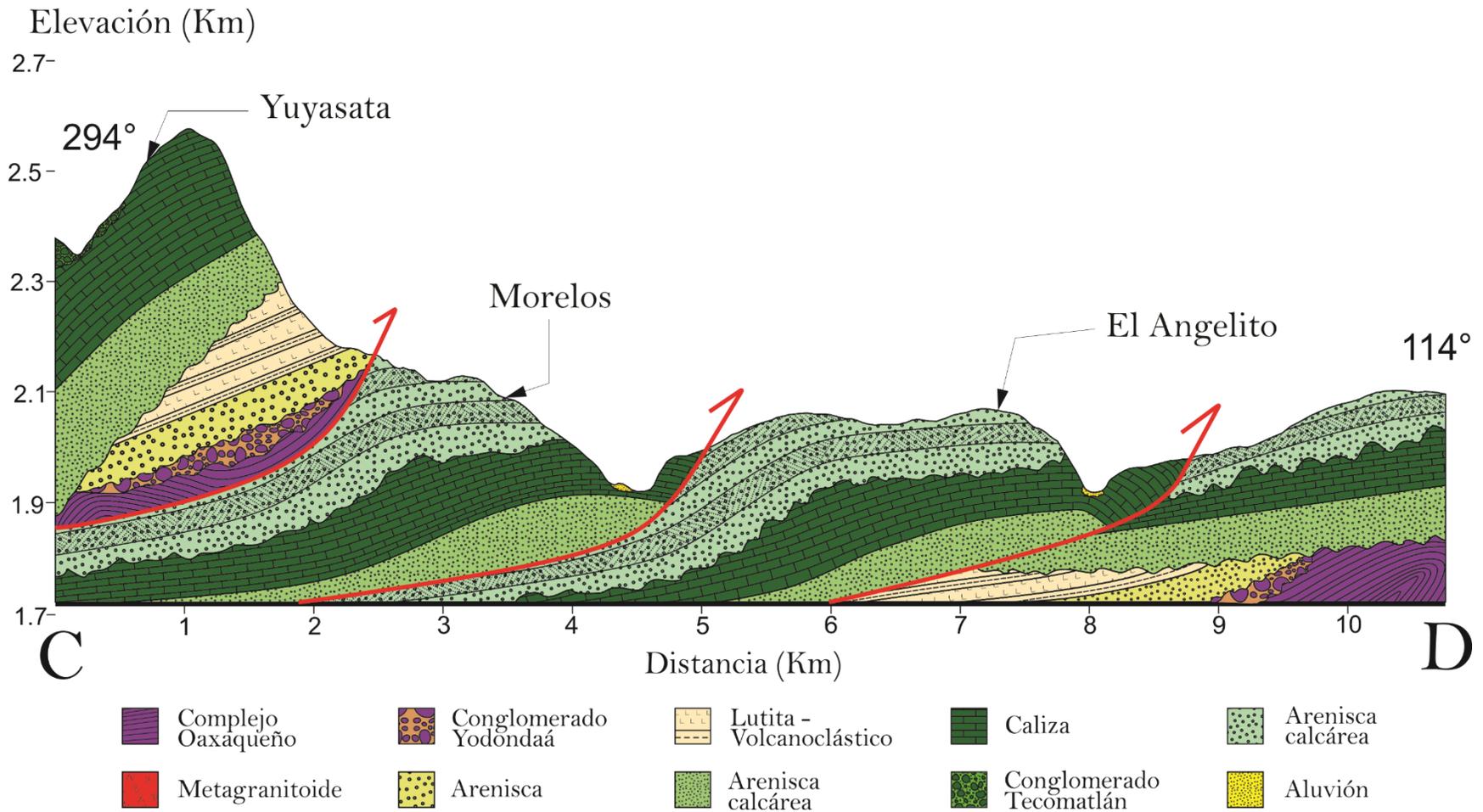


Figura 6.14. Sección geológica en la línea CD.

En las secciones (Figura 6.13 y 6.14) se destaca la presencia de tres fallas: la Falla Tecamatlán y dos fallas secundarias, que en conjunto forman el Sistema de Fallas y Cabalgaduras Tecamatlán. En el caso de la sección AB la segunda falla y la primera restringen una unidad de Conglomerado Tecamatlán, generando en esta unidad un cambio de inclinación a subvertical. El hecho de que esta unidad quede restringida entre estas dos fallas puede deberse a su alta competencia, generando una resistencia al desplazamiento que la deforma primero, y posteriormente la desplazo. En el caso de la sección CD las dos fallas posteriores afectan a distancias semejantes entre sí, y mantienen estructuras paralelas entre sí.

Las fallas presentes son fallas inversas de alto ángulo; esto puede deberse a la presencia de una unidad foliada (Complejo Oaxaqueño) o debido a una reactivación de la falla sobre un plano de falla normal de alto ángulo. En el modelo propuesto se asume un cambio de ángulo de la falla a profundidad, con un incremento en el ángulo en la zona de despegue.

6.5 Análisis estructural de la Falla Tecamatlán

El análisis estructural de la Falla Tecamatlán tiene dos secciones: tipo de deformación y cinemática. El análisis del tipo de deformación se llevó a cabo mediante el análisis de estructuras a macroescala y microescala e integración de datos estructurales y petrografía. El análisis de la cinemática se llevó a cabo mediante el análisis de datos estructurales obtenidos en campo.

Para la formación de un sistema kárstico, la deformación debe ser frágil para generar fracturas, y en la zona de falla no debe haber recristalización, pues esto impediría el desarrollo de la disolución. Evidencias de este comportamiento se encontraron en los puntos detallados en la Figura 6.15.

llegando a los 3 m (Figura 6.16). Se clasifica como brecha de falla no cohesiva bajo el criterio de la continuidad y porcentaje de fragmentos (Castro-Dorado, 2015, p. 213).



Figura 6.16. Punto D1-7, donde se ponen en contacto el Complejo Oaxaqueño y el Conglomerado Tecomatlán por falla, señalando estas unidades y la brecha de falla. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

El punto D2-7 mostro, dentro del área de estudio, la evidencia de deformación más intensa. En este punto se encontró el contacto entre roca caliza y el Complejo Oaxaqueño (Figura 6.17 c); la deformación se evidencio más en la roca caliza, dado que se generó una foliación secundaria (Figura 6.17 a) como resultado de la aplicación de esfuerzos. En este punto también se generó una roca de falla con fragmentos de la roca caliza foliada, que se clasifica como brecha cohesiva (Figura 6.17 b), y una cataclasita (Figura 6.17 d).

La cohesividad de la roca es un indicador del carácter frágil o dúctil de la deformación. En el punto D1-7 la roca de falla era no cohesiva, indicativo de un carácter frágil; sin embargo, en este punto se desarrolla una roca de carácter dúctil, indicativo de una mayor temperatura durante el proceso. La muestra asociada a la cataclasita fue laminada para petrografía mediante mineralogía óptica. La muestra presenta una matriz compuesta principalmente por plagioclasa, feldespato y cuarzo, con porfiroclastos de plagioclasa y feldespato principalmente. Las plagioclasas presentan maclas deformadas, mas no hay presencia de lamelas de exsolución: esto indica que la deformación no fue muy intensa, de acuerdo con Castro-Dorado (2015). Los cristales tanto de la matriz como los porfiroclastos presentan bordes irregulares (Figura 6.18 d), indicativo de que la matriz se generó por trituración de los cristales presentes, sin embargo, no se detecta recristalización, ya que los cristales de la matriz

no están en equilibrio. Se observan también fracturas rellenas por calcita, pero se determina que son posteriores, ya que están cortando algunos cristales (Figura 6.18 c).

En la cataclasita se realizó un conteo para clasificarla de acuerdo con el porcentaje de matriz, entrando en la clasificación de protoclasita (44.5% de porcentaje de matriz). Presenta indicadores cinemáticos y los porfiroclastos presentan una alineación ligera, pero no se encuentran indicadores de una deformación dúctil.



Figura 6.17. Evidencias de la deformación frágil. A) Caliza foliada debido a la deformación; b) brecha de falla cohesiva, compuesta por la caliza foliada; c) zona de contacto entre el Complejo Oaxaqueño (derecha) con visibles vetas de cuarzo y la caliza foliada (izquierda) con una coloración más clara respecto al primero, d) cataclasita. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

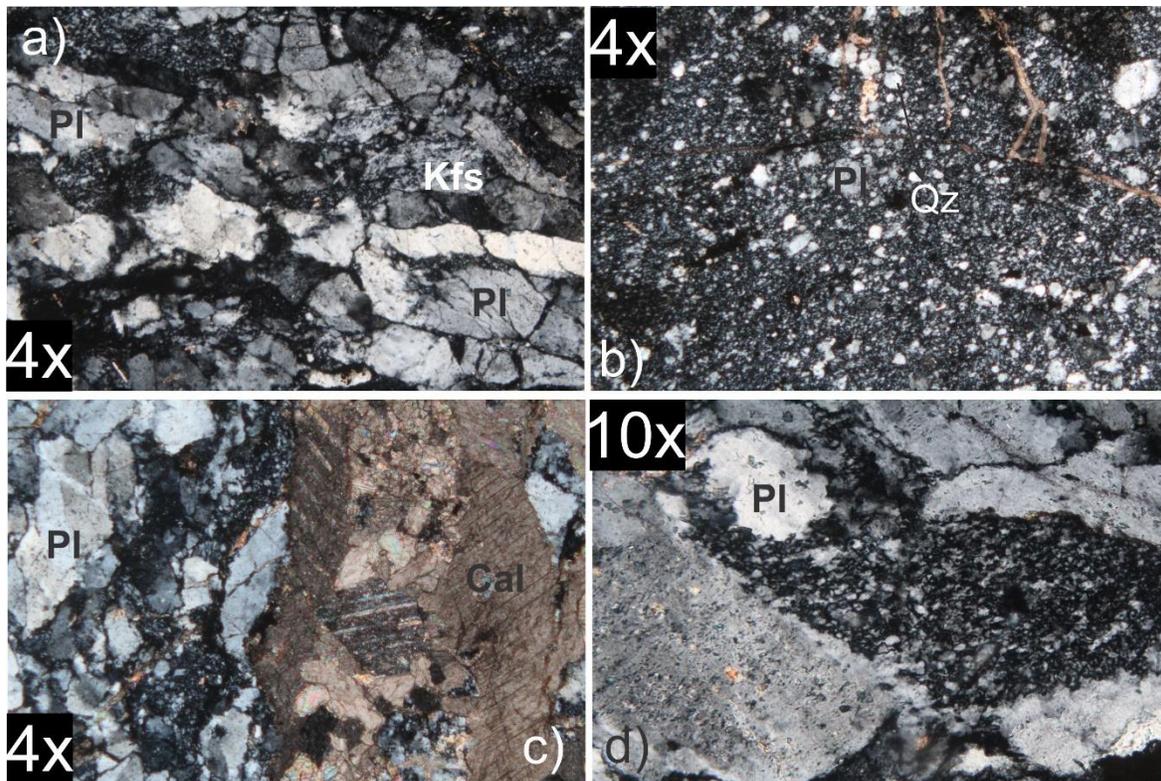


Figura 6.18. Lámina delgada de la muestra de cataclasita, donde se muestra: a) textura general, b) matriz; c) veta de calcita cortando los cristales, y d) bordes irregulares de los cristales en contacto con la matriz. Todas las fotos tomadas en nícoles cruzados.

La caliza foliada presenta recristalización en lámina delgada, observada en la formación de un mineral fibroso con propiedades ópticas semejantes a la plagioclasa que no pudo ser identificado debido a su tamaño y forma irregular. También se observó la presencia de cristales de cuarzo recristalizados. Otros indicadores de la deformación en esta lámina fueron indicadores cinemáticos (Figura 6.19 c y d) en los cristales de calcita de mayor tamaño (hasta 0.2 mm), y en una textura de rompecabezas en cristales de cuarzo.

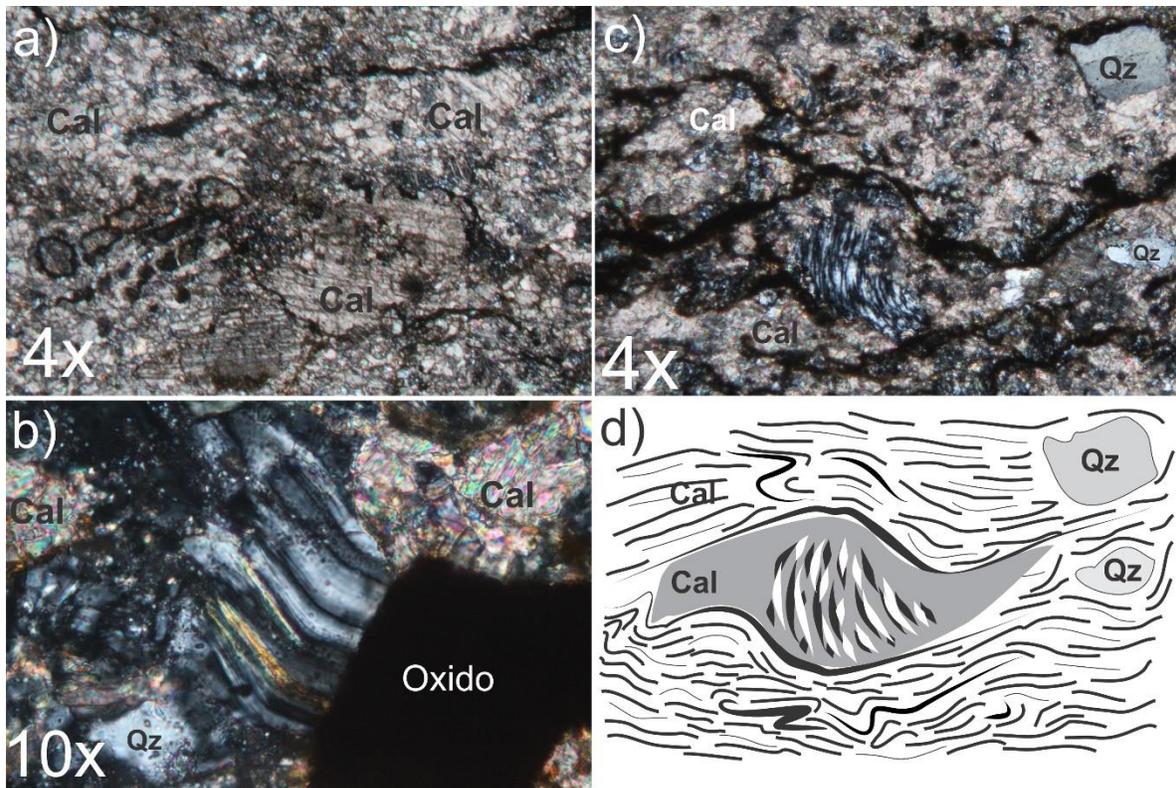


Figura 6.19. Lámina delgada de la caliza foliada, donde se muestra: a) textura general de la roca, b) mineral fibroso asociado a la recrystalización por deformación, c) indicador cinemático, y d) diagrama del indicador cinemático.

En el punto D3-7 se encontró la presencia de una secuencia de areniscas imbricadas (Figura 6.20). La secuencia presenta una inclinación y un pliegue débilmente plegado en las zonas donde comienza la imbricación, indicando que paso rápidamente de un régimen dúctil a uno frágil, al llegar a su límite elástico. Esto tiene relación con la reología de la unidad.

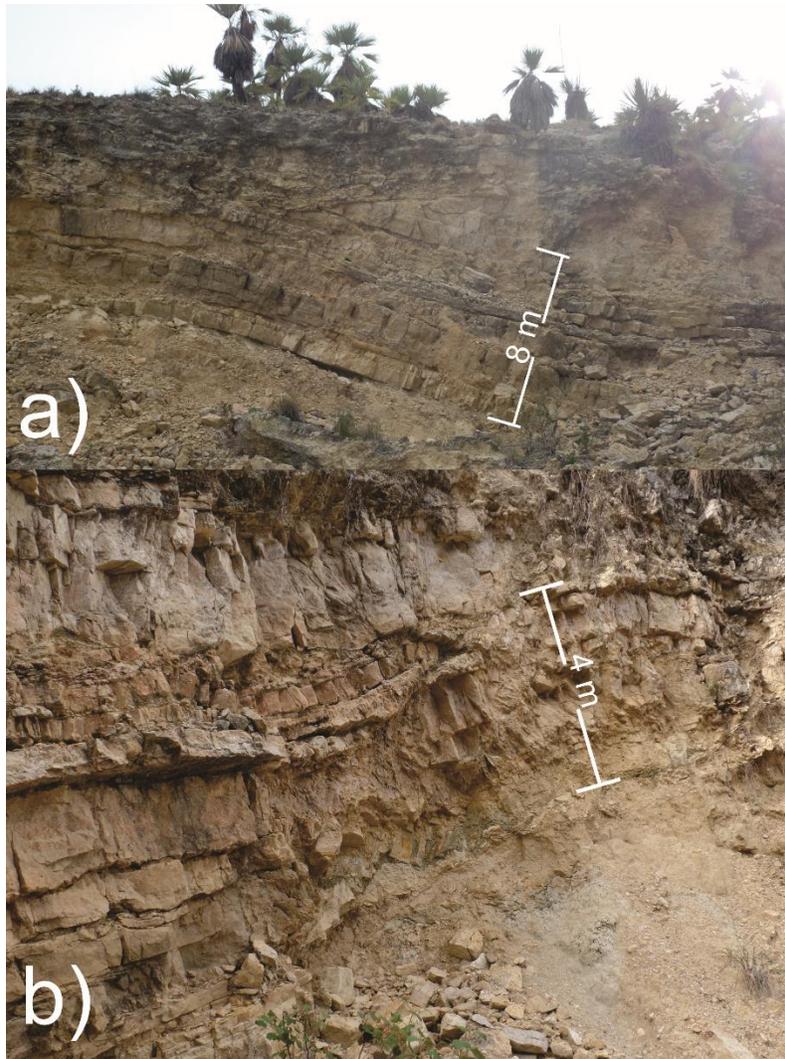


Figura 6.20. Arenisca imbricada del punto D3-7, dos afloramientos distintos. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

En el punto D4-2 se ubica el contacto entre el Complejo Oaxaqueño y el Conglomerado Tecomatlán. En este punto se presentan dos tipos de rocas de falla: una harina de falla foliada y una harina de falla (sin foliación) (Figura 6.21). La dirección de foliación de la harina de falla (~N-S) corresponde a la dirección de la Falla Tecomatlán.



Figura 6.21. Zona de contacto por falla entre el Complejo Oaxaqueño y el Conglomerado Tecomatlán, generando dos tipos de rocas de falla: harina de falla foliada y harina de falla. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

Para el análisis de la cinemática de la Falla Tecomatlán se ingresaron al software *Stereonet* los datos de rumbo e inclinación de las unidades en diferentes afloramientos, diques, foliación del Complejo Oaxaqueño en datos cercanos y lejanos a la falla, fallas inversas, normales y laterales, obteniendo los datos presentados en la Figura 6.22.

La orientación de las fallas inversas asociadas directamente a la Falla Tecomatlán mantiene direcciones NNE-SSO. Esto es concordante con la orientación de la foliación del Complejo Oaxaqueño cercano a la falla (Figura 6.22 f). En la Figura 6.22 b se puede observar que la orientación de los diques cartografiados dentro del área de estudio también es concordante con la orientación de la Falla Tecomatlán, pero los datos son insuficientes para poder realizar una interpretación confiable.

La diversidad en las direcciones e inclinaciones en las fallas se debe a lo siguiente: no todas las fallas se generaron al mismo tiempo, es decir, no todas las fallas encontradas dentro del

área de estudio están directamente relacionadas a la Falla Tecomatlán. Empleando las fallas que están directamente relacionadas a esta falla, se midió el ángulo entre estas fallas y las demás fallas generadas, encontrando que los datos pueden dividirse en tres categorías: cercanos a $30^\circ \pm 10^\circ$, cercanos a los $60^\circ \pm 10^\circ$ y cercanos a $90^\circ \pm 10^\circ$.

La dirección e inclinación de las unidades calcáreas (arenisca calcárea, caliza, conglomerado calcáreo) tiene mayor variación respecto a la de las unidades volcanoclásticas, areniscas y lutita continental por ser la litología que entra en contacto tectónico con el Complejo Oaxaqueño.

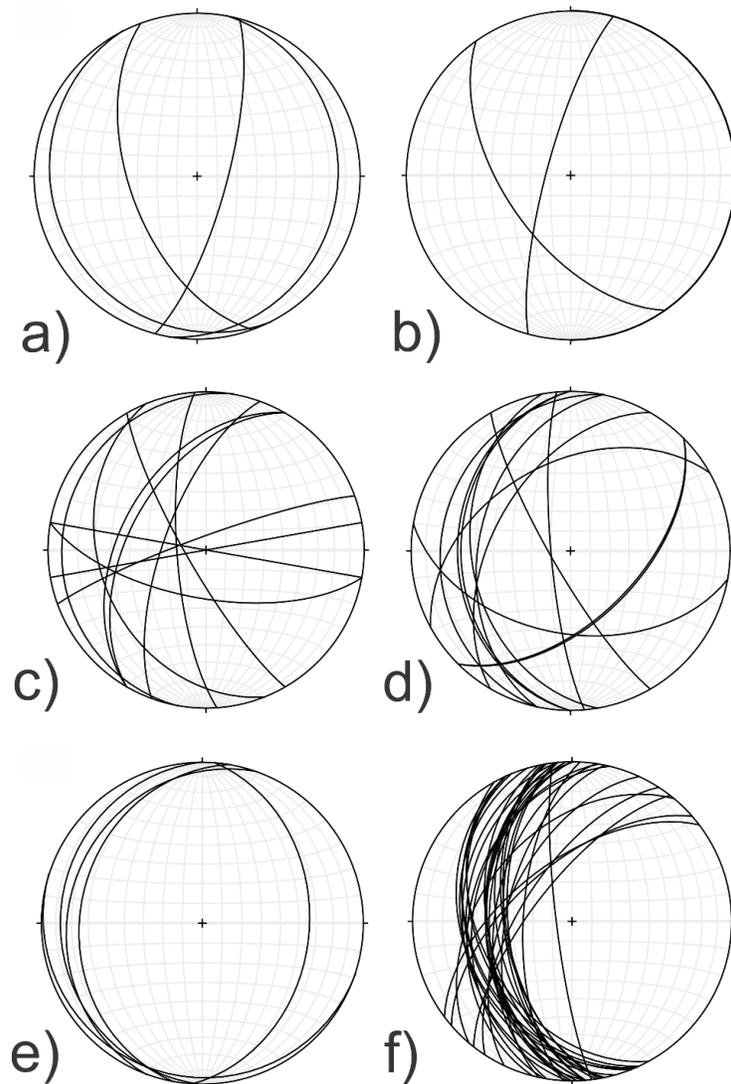


Figura 6.22. Datos estructurales obtenidos en campo para: a) unidades calcáreas (arenisca calcárea, caliza, Conglomerado Tecomatlán); b) diques; c) fallas inversas, normales, y laterales; d) foliación del Complejo Oaxaqueño alejado de la falla; e) unidades de volcanoclástico, arenisca y lutita continental; f) foliación del Complejo Oaxaqueño cercano a la Falla Tecomatlán.

6.6 Petrografía

En esta sección no se incluye la totalidad de láminas delgadas que se obtuvieron en el desarrollo de esta tesis, sino solo las más relevantes para comprender los procesos geológicos ocurridos dentro del área de estudio.

6.6.1 Complejo Oaxaqueño

Se laminaron un total de tres muestras del Complejo Oaxaqueño. La primera muestra (D1-04) se clasifica por su paragénesis compuesta por plagioclasa, feldespato-k, biotita y cuarzo, y en menor cantidad presenta titanita, magnetita, zoisita y zircón, procedente de un protolítico pelítico. Los cristales son inequigranulares, la mayoría subhedrales, excepto por la magnetita, titanita (euhedrales) y el cuarzo de 2^a generación (anhedral). Los cristales tienen límites interlobados o amibaceos, excepto por el cuarzo de 2^a generación, que tiene límites poligonales. Las biotitas conforman la foliación en la muestra, pero la dirección de la foliación no es homogénea, sino que se encuentra en dominios (Figura 6.23 g) donde se mantiene una dirección de foliación. Las plagioclasas presentan sericitación (Figura 6.23 i), resultado del intemperismo, también se observa la presencia de óxidos. Esta muestra en particular presenta un evento de recristalización, denotado por dos generaciones de cuarzo (Figura 6.23 h), y dos generaciones de biotitas, usualmente la 2^a generación de biotitas creciendo en la primera, pero en diferente dirección (Figura 6.23 h). Esto es indicativo de más de un episodio de metamorfismo.

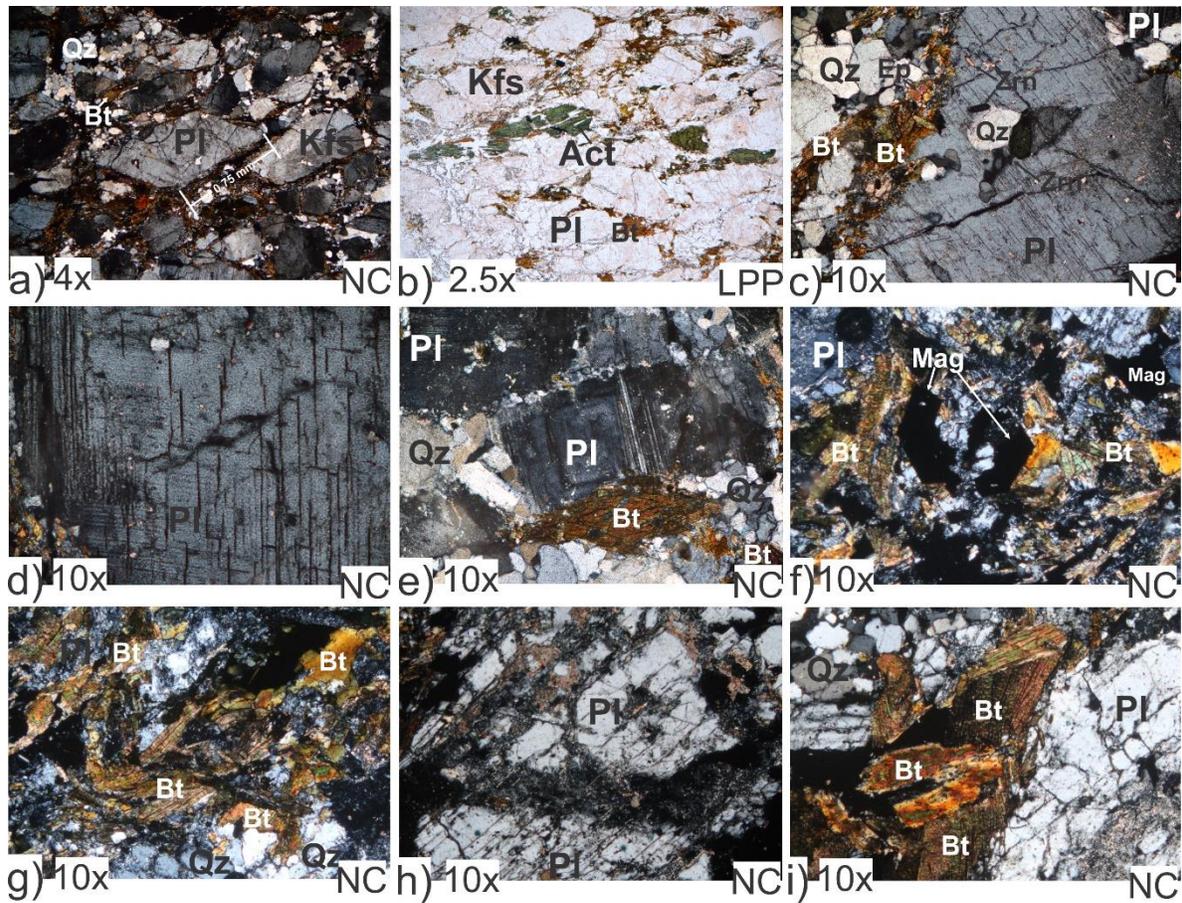


Figura 6.23. Lámina delgada de la muestra D1-04, del Complejo Oaxaqueño, donde se muestra: a) textura general de la roca e indicador cinemático; b) actinolita y biotitas orientadas; c) plagioclasa con intrusiones; d) plagioclasa con fracturas en direcciones perpendiculares y macla; e) plagioclasa con zoneamiento; f) magnetita fallada y alterada; g) biotita con diferentes orientaciones; h) plagioclasa fallada, la falla esta rellena con cuarzo de 2ª generación; i) biotita de 2ª generación creciendo en una biotita fallada de 1ª generación.

En el caso de la muestra de un dique afanítico intruyendo el Complejo Oaxaqueño (muestra D4-15) presenta una textura porfidoblástica, con matriz de microlitos, granoblástica (Figura 6.24). Contiene principalmente cuarzo, plagioclasa, feldespato-k, biotita, y epidota, en cristales subhedrales a anhedrales. En menor proporción contiene titanita, óxidos, y posiblemente zeolita, siendo la titanita y los óxidos los únicos cristales euhedrales. La biotita presenta cristales de diversos tamaños, algunos como porfidoblastos, otros dentro de la matriz y en el borde de otros cristales; esto puede ser indicativo de nucleación constante. Algunas plagioclasas presentan textura Sieve, indicativo de eventos de despresurización rápida. Los indicadores cinemáticos son claros en esta lámina gracias a la matriz de grano fino (Figura 6.24 b y e).

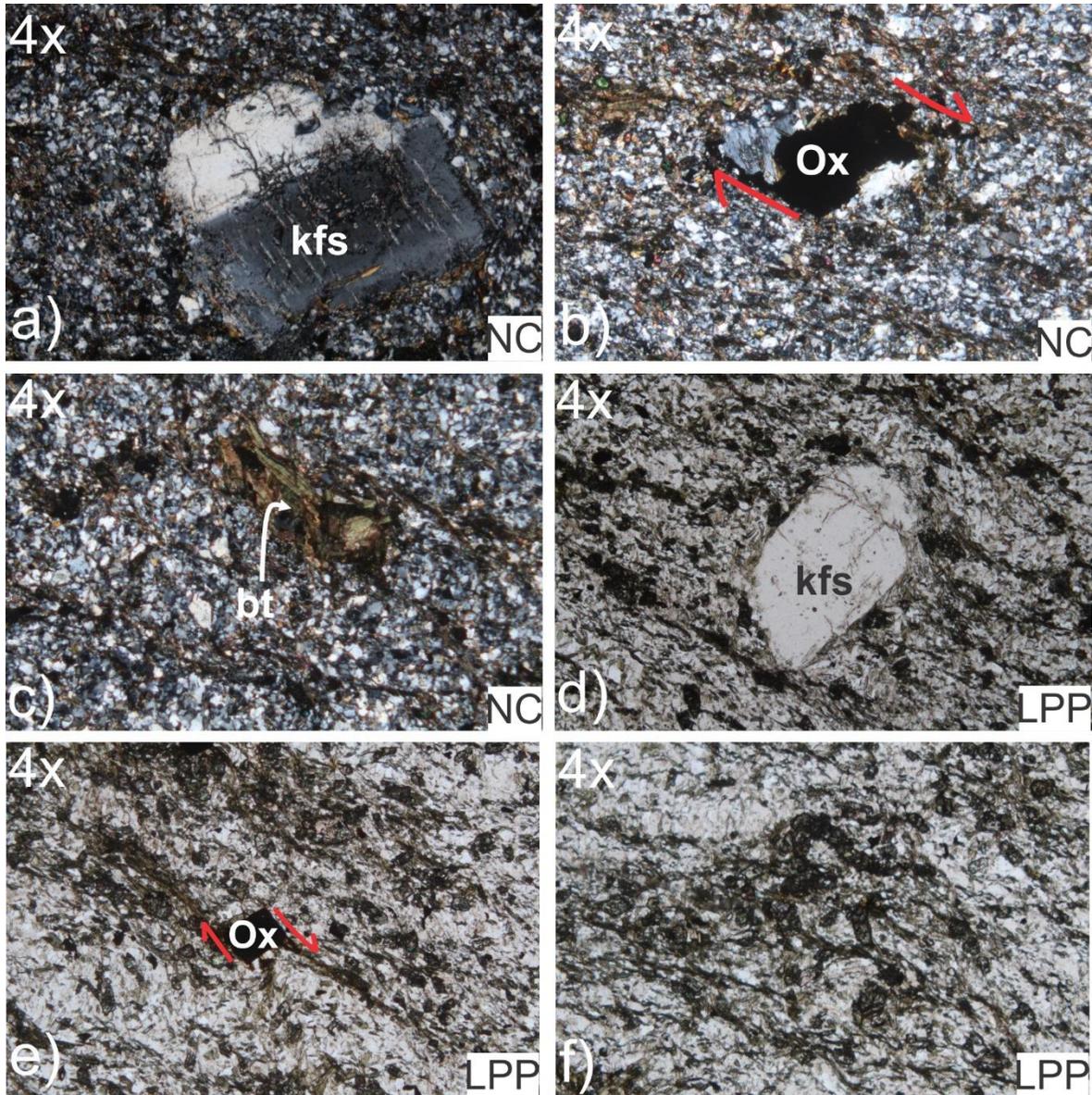


Figura 6.24. Lámina delgada de la muestra D4-15, del Complejo Oaxaqueño, donde se muestra: a) feldespato potásico con Macla de Carlsbad, b) indicador cinemático dextral, c) porfidoblasto de biotita y biotita en la matriz, d) feldespato potásico rotado debido a la deformación, e) indicador cinemático dextral, y f) microplegamiento.

6.6.2 Unidades calcáreas

Las unidades que en este texto se denominan unidades calcáreas están constituidas por arenisca calcárea, caliza, y conglomerado de matriz calcárea y matriz continental. La arenisca calcárea (Figura 6.25) se compone principalmente por esparita, calcita, cuarzo, y componentes de aparente origen metamórfico. Los granos son equigranulares, de 0.33 mm a 0.17 mm los minerales de calcita, y 0.05 mm los cristales de cuarzo, y presentan en general

forma anhedral, solo los cuarzos son subredondeados. Los cuarzos presentan inclusiones de zircón y apatito, tienen extinción ondulante, lo que hace suponer un origen metamórfico o, al menos, un evento de deformación. Los demás componentes que parecen tener un origen metamórfico son plagioclasas con macla polisintética deformada, aparentes feldespatos con lamelas de exsolución (posiblemente mesopertita) (Figura 6.25, círculo rojo), anfíbol (posible actinolita), titanita, biotita y zircón no incluido en cuarzo. Se realizó un conteo de puntos y se determinó un 73.68% de cementante contra un 26.3% de líticos, clasificándose como *wackestone* (Dunham, 1972, cómo se cita en Nichols (2009)) o como *intraesparita* (Folk, 1962, cómo se cita en Nichols (2009)). Aunque pocos, la lámina presenta fósiles con mal estado de conservación, quedando solo la silueta en algunos casos (Figura 6.25).

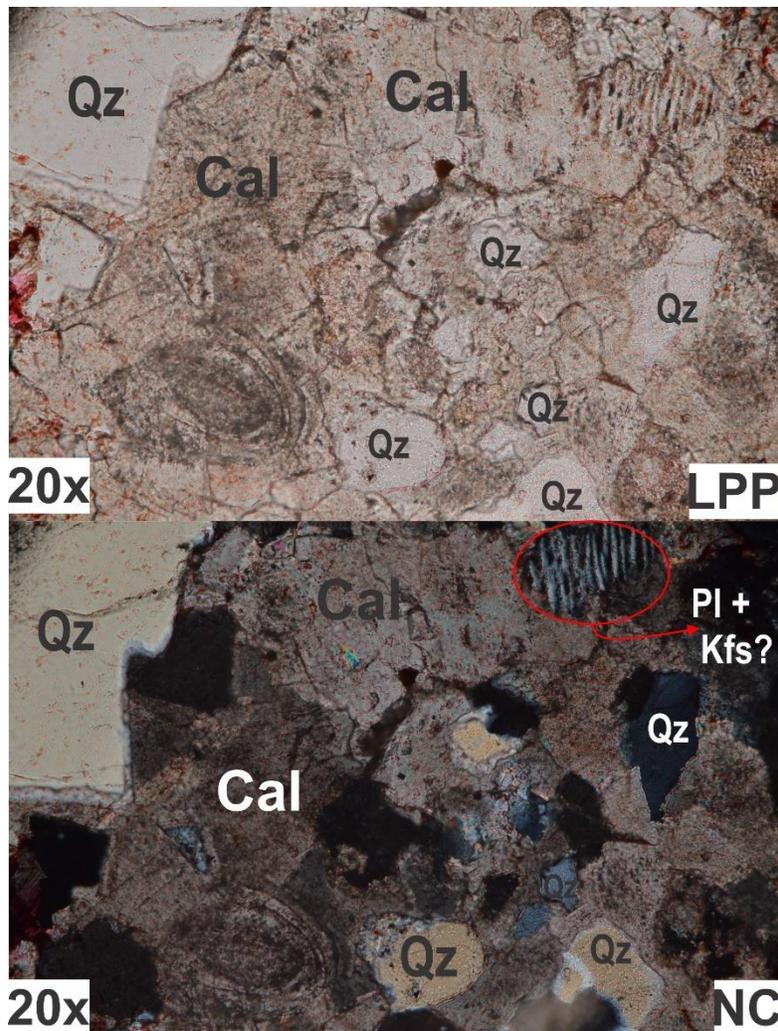


Figura 6.25. Lámina delgada de arenisca calcárea, donde se presenta la textura general, los componentes y la silueta de un fósil en la zona inferior izquierda. Imagen superior en luz paralela plana, imagen inferior en nícoles cruzados.

La unidad de conglomerado de matriz continental (muestra D3-14) tiene líticos compuestos principalmente por fragmento de caliza, y en menor medida por cuarzo, y fragmentos de feldespato con maclas de exsolución, similares a los fragmentos de la Figura 6.25, círculo rojo. Los fragmentos de caliza no tienen características iguales, diferenciándose en la presencia de cementante o matriz, presencia o ausencia de fósiles, tamaño de grano, etc. Los líticos presentan mala selección, con tamaños desde >0.025 mm a >1 cm, siendo los fragmentos de cuarzo los más pequeños. Los contactos suturados presentan matriz entre los líticos, y por el grado de litificación, las fracturas no desplazan los líticos: cortan matriz y líticos sin desviaciones. La matriz es de grano fino, compuesta principalmente de óxido, con una ligera alineación, asociada a los esfuerzos compresivos, sin presencia de fósiles ni estructuras sedimentarias.

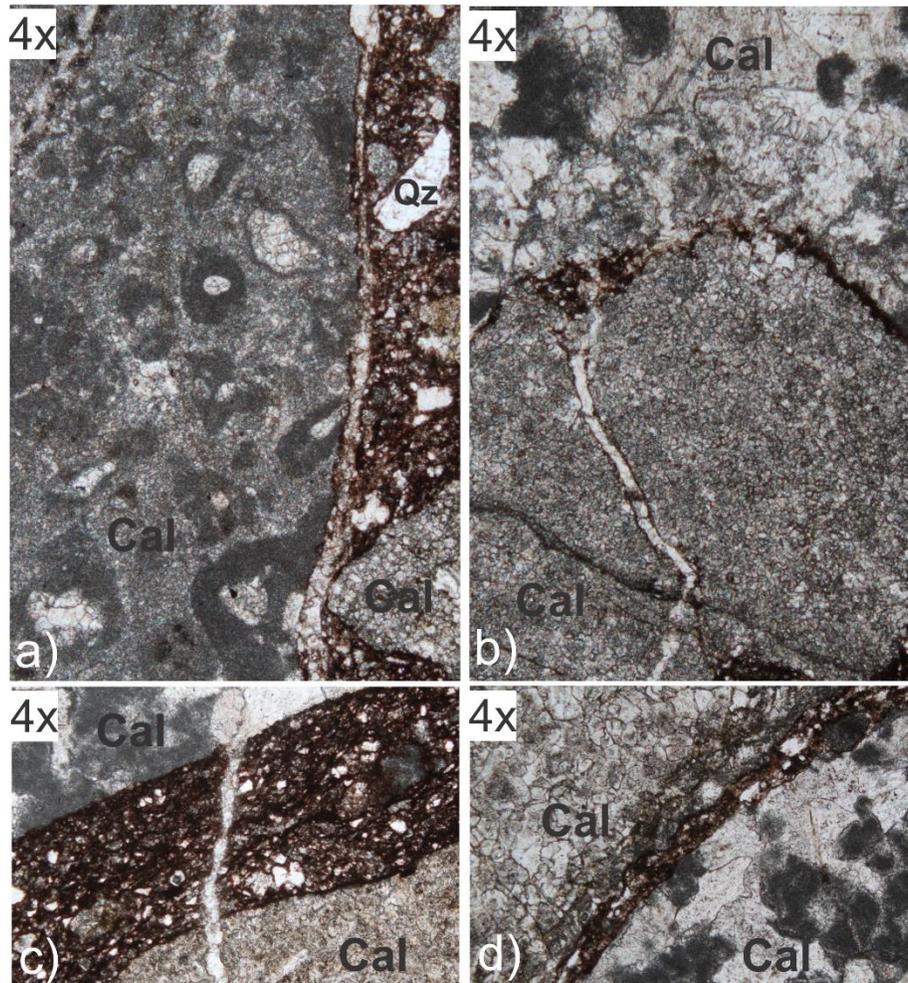


Figura 6.26. Lámina delgada de la muestra D3-14, mostrando: a) textura general y diferentes tamaños de líticos, b) diferentes tipos de calizas que componen los líticos de la muestra, c) fractura propagándose de matriz a lítico, y d) líticos en contacto suturado con una línea angosta de matriz dividiéndolos.

6.6.3 Unidades ígneas

Entre las muestras de unidades ígneas, las que tienen mayor relevancia para el presente estudio son las que se muestran a continuación. La muestra D2-06 es una colada de lava con composición andesítica y textura porfirítica, con fenocristales de hornblenda y plagioclasa, y una matriz formada principalmente por plagioclasa y feldespato en cristales inequigranulares, de tamaños inferiores a 0.1 mm (Figura 6.27 a y b). En menor proporción presenta cuarzo en forma de esferulitas, y magnetita en coronas de reacción del anfíbol (Figura 6.27 c). Los fenocristales presentan cristales euhedrales, con zoneamiento (Figura 6.27 i), indicativo de un crecimiento lento; la hornblenda presenta coronas de reacción, y las plagioclasas presentan textura Sieve (Figura 6.27 e, h & i), reemplazadas parcialmente por calcita. Este reemplazamiento puede ser selectivo, reemplazando solamente el centro, un anillo (asociado al zoneamiento) concéntrico, o un anillo externo (Figura 6.27 e); o puede ser un reemplazamiento irregular en forma de fracturas, y ocurre sin importar la forma del cristal (Figura 6.27 i).

Aunque la textura Sieve está comúnmente asociada a la mezcla de magmas (Izbekov et al., 2002), también puede asociarse a un aumento de temperatura entre 1,325 y 1450 ° C (obtenida experimentalmente por Tsuchiyama y Takahashi, 1983), o a una descompresión rápida de alrededor de 2 kbar en 12 h, o 4 kbar en 4 h (datos obtenidos experimentalmente por Nelson y Montana, 1992). En esta lámina no se observan asociaciones de minerales en desequilibrio, por lo cual no se considera un producto de mezcla de magmas; en cambio, la corona de reacción de los anfíboles nos permite suponer que la textura Sieve es un efecto de la descompresión rápida: esta descompresión permite la disolución de una parte del cristal, que queda como una disolución aislada del resto del magma. El reemplazamiento por calcita puede estar relacionado a una asimilación de las capas calcáreas, que generó un aumento de iones de Ca^{+2} , aislados de la disolución dentro del cristal, que cristalizaron durante el enfriamiento. Esto implica que el magma cristalizó en varias etapas, antes y después de experimentar descompresión, lo que también puede explicar su matriz inequigranular. La presencia de esferulitas ocurriendo al interior de un cristal de calcita (Figura 6.27 d) implica un aumento en la velocidad de enfriamiento antes de finalizar la cristalización de la calcita, y esto podría implicar también un crecimiento esquelético en la calcita, que fue posteriormente rellenado por la esferulita.

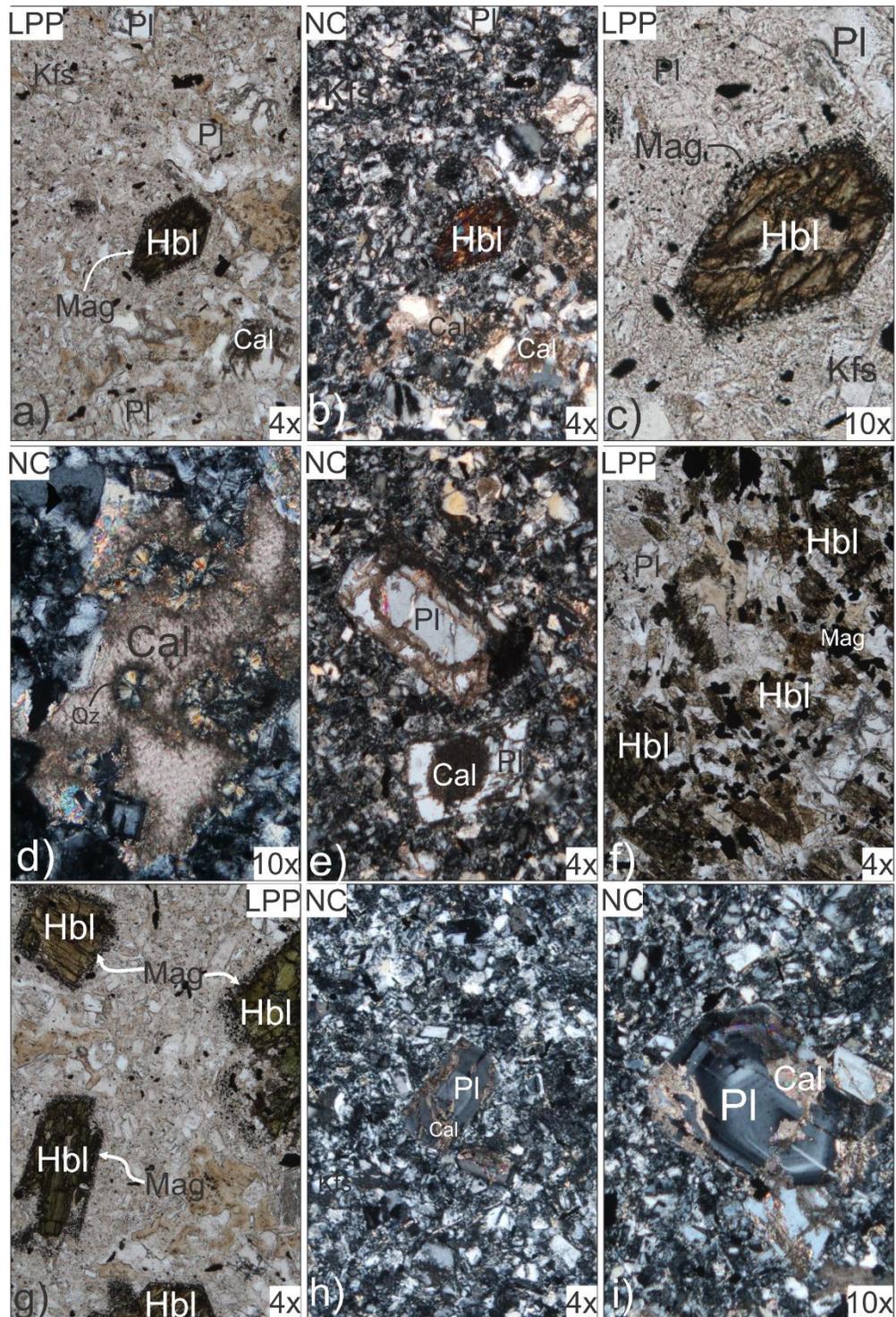


Figura 6.27. Lámina delgada de la muestra D2-06, mostrando: a) textura general y cristal de hornblenda con corona de reacción; b) misma imagen en nícoles cruzados; c) misma imagen con aumento en el cristal de hornblenda; d) cristal de plagioclasa reemplazado por calcita, que contiene esferulitas de cuarzo; e) cristales de plagioclasa con reemplazamiento selectivo en el centro y en un anillo; f) cristal de mayor tamaño de hornblenda siendo reemplazado por magnetita; g) cristales de hornblenda con coronas de reacción; h) cristal de plagioclasa con reemplazamiento por calcita en fracturas; i) cristal de plagioclasa con reemplazamiento por calcita en fracturas.

La muestra D2-09 presenta en muestra de mano una laminación que varía de incipiente (Figura 6.28 a) a bien desarrollada (Figura 6.28 b y c), en colores que varían del rosado claro al gris claro y blanco. Este derrame generó estructuras verticales, bien redondeadas, donde la laminación es vertical. Estas estructuras llegan a medir aproximadamente 2 m (Figura 6.28 d), y es probable que sean el producto del flujo enfriándose rápidamente y deteniendo el avance. Esta idea está respaldada por estructuras de deformación frágil ocurriendo en esta unidad (Figura 6.28 b y c).

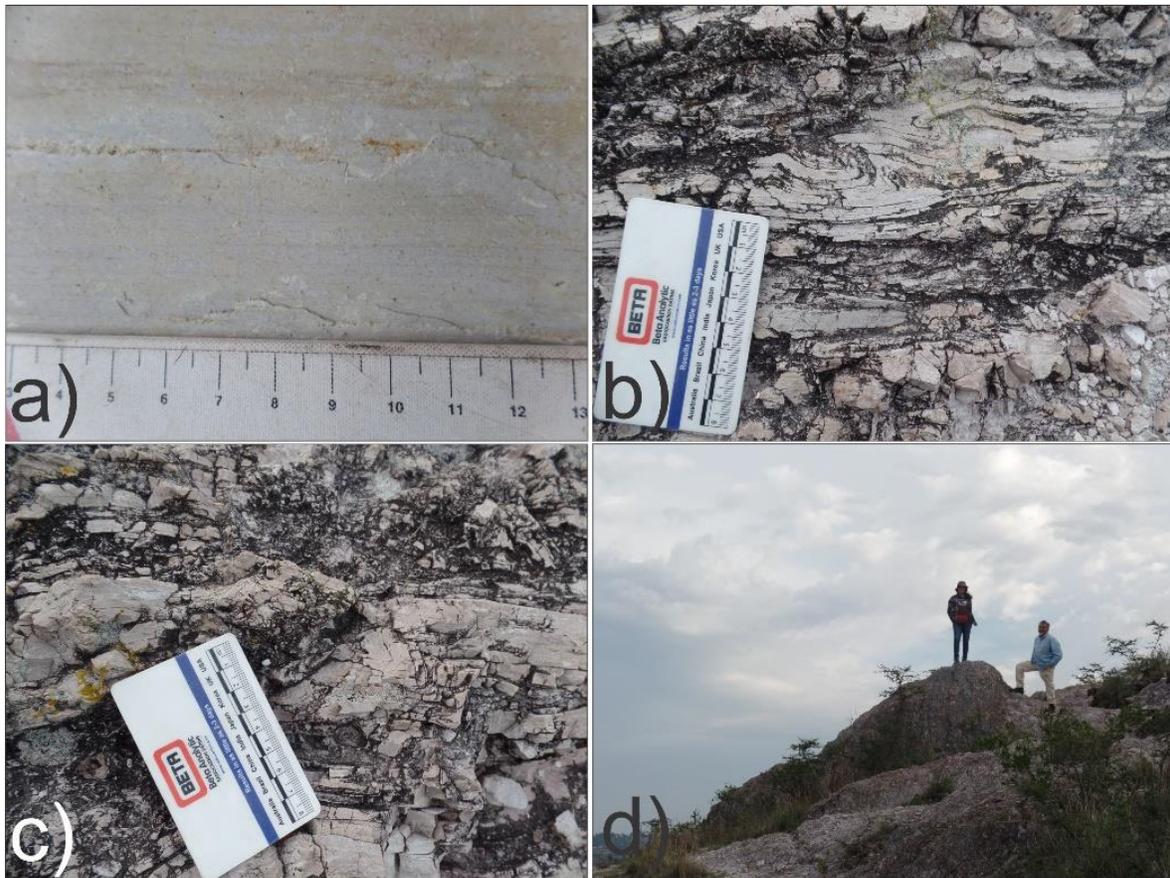


Figura 6.28. Fotografías de la muestra D2-09 en donde se muestra: a) leve foliación de la muestra, b) estructuras de deformación frágil, c) estructura de deformación frágil, semejante a un pliegue chevrón, y d) estructuras verticales redondeadas. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

En lámina delgada la muestra D2-09 presenta una textura porfirítica, con fenocristales de biotita, ortoclasa y plagioclasa (Figura 6.29 a), y se clasificó como riodacita. La matriz es de grano fino, equigranular, hialocristalina, fluidal, y contiene principalmente vidrio y cristales de biotita, feldespato-k y plagioclasa tabulares y alineados con el flujo (Figura 6.29 c). La muestra presenta líticos de origen ígneo imbuidos en la matriz, como fragmentos de roca

granitoide con biotita y plagioclasa, una biotita de 0.6 mm (Figura 6.29 d), anhedral y subredondeada, y algunos fragmentos de roca altamente porosa (Figura 6.29 f). Los fenocristales de plagioclasa y feldespato son en su mayoría euhedrales, presentando formas tabulares, hexagonales, o trigonales, y desarrollándose como un cristal único o como un conjunto (se favoreció el crecimiento en caras desarrolladas de otro cristal); las plagioclasas presentan en algunos casos macla polisintética deformada. Algunos cristales de plagioclasa y feldespato presentan inclusiones (posiblemente de plagioclasa) exclusivamente en los extremos, en una textura semejante a una corona de reacción. En algunas plagioclasas dentro de la matriz se observa un favorecimiento al crecimiento de las puntas respecto a las caras, un efecto de un $\Delta T = 100$ a 200 ° C (Castro-Dorado, 2015, p. 70), un indicador de un ascenso y enfriamiento rápido. Otro indicador de un enfriamiento rápido es la aparición de esferulitas rodeadas de vidrio volcánico.

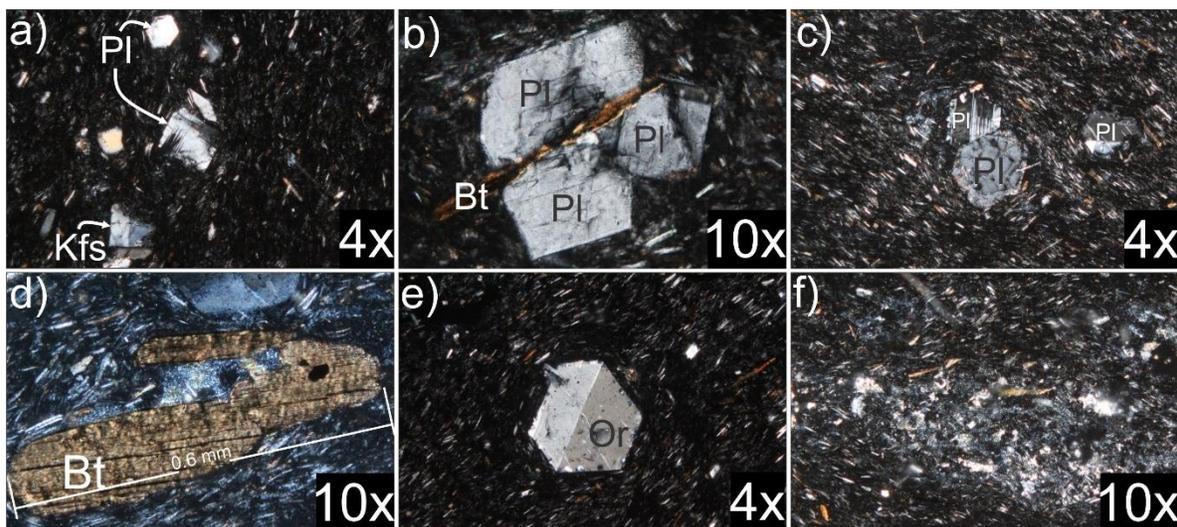


Figura 6.29. Lámina delgada de la muestra D2-09, donde se muestra: a) textura general y cristales de plagioclasa y feldespato-k euhedrales, con macla polisintética deformada; b) cristales de plagioclasa creciendo en equilibrio, con un cristal de biotita creciendo en medio; c) cristales de plagioclasa creciendo en equilibrio, uno de ellos con macla polisintética deformada, y con inclusiones en la parte externa; d) lático de biotita; e) cristal euhedral de ortoclasa con inclusiones en la parte externa; f) lático de pómez.

La muestra D3-12 es una colada de lava de composición andesítica, con fenocristales de piroxeno observables en muestra de mano. Esta colada tuvo interacción con el Complejo Oaxaqueño y el Conglomerado Tecomatlán (no se descarta interacción con otras unidades litológicas presentes en la zona); evidencia de esta interacción es observable en forma de xenolitos de ambas unidades que la colada lleva a superficie, generándoles metamorfismo de contacto (Figura 6.30). Este metamorfismo, en caso del Conglomerado Tecomatlán, se

expresa en la formación de mármol, recristalización de cristales de calcita y pedernal (Figura 6.31 c, e, f, y h) y la formación de wollastonita en la interfaz entre la colada y el conglomerado (Figura a, b y g). Esta colada esta, a su vez, cortada por diques de composición básica.

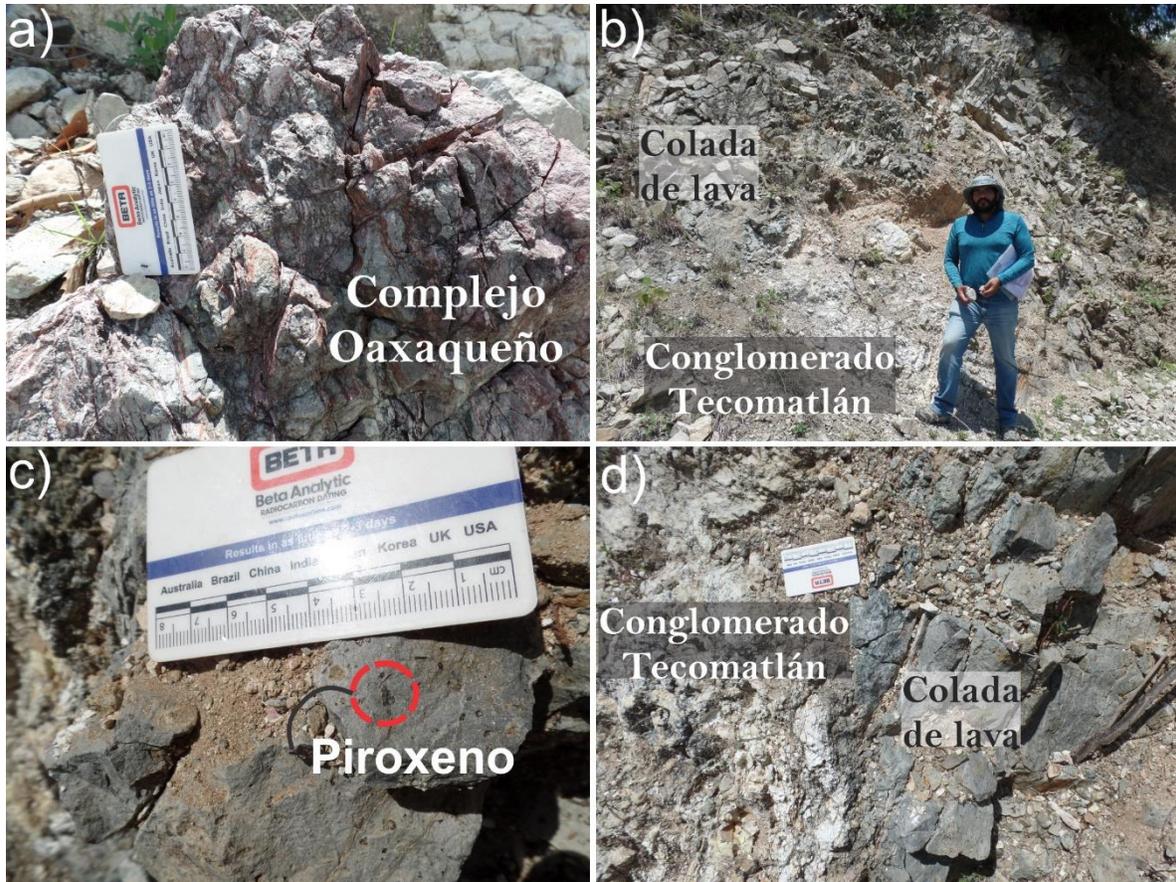


Figura 6.30. Características del afloramiento de la muestra D3-12, con xenolitos del Complejo Oaxaqueño (a) y el Conglomerado Tecomatlán en contacto con una colada de lava (b y d) con fenocristales de piroxeno observables (c). Fotografía: García-Hurtado, M.F.

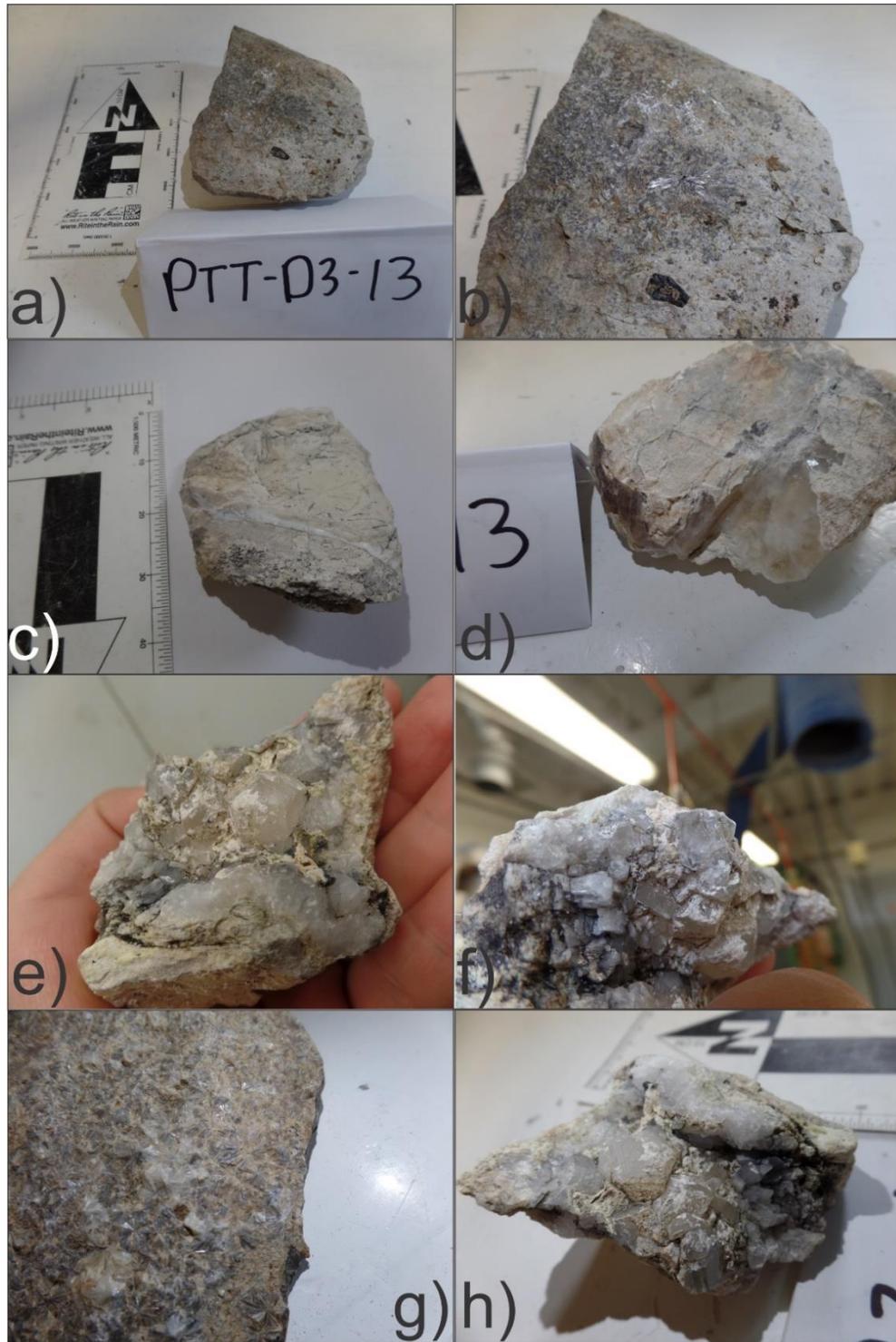


Figura 6.31. Características de las muestras de mano asociadas a la muestra D3-12, mostrando: a) muestra de colada de lava con cristalización de wollastonita en la superficie; b) acercamiento de la imagen anterior; c) mármol; d) mármol con sílice fluido; e) crecimiento de cristales de calcita prismáticos; f) misma muestra, haciendo énfasis en un cristal de calcita transparente; g) cristales de wollastonita creciendo sobre una muestra de colada de lava; h) muestra de incisos e y f, haciendo énfasis en el crecimiento prismático. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

La lámina delgada de la muestra D3-12 presenta una textura porfirítica, con matriz de textura microlítica fluidal (Figura 6.32), aunque el flujo está menos marcado respecto a la muestra D2-09. En la sección empleada para la lámina delgada, el fenocristal de mayor tamaño tiene 10.75 mm de largo, siendo un clinopiroxeno euhedral, de bordes desgastados o rotos en algunos casos. El interior de estos fenocristales de clinopiroxeno se encuentra desgastado y relleno por cuarzo, y los cristales de cuarzo presentan inclusiones de piroxeno (Figura 6.32 e). Además de clinopiroxeno, están presentes fenocristales de anfíbol, plagioclasa y de cuarzo; anfíbol y clinopiroxeno presentan coronas de reacción (Figura 6.32 a y d), implicando un cambio en la composición del magma o una descompresión rápida, en tanto el cristal de cuarzo no presenta una corona de reacción (Figura 6.32 b y c). Los fenocristales de anfíbol son euhedrales, en tanto los de cuarzo son anhedrales, usualmente en agregados radiales o con extinción ondulante. El cuarzo se presenta, por tanto, en forma de cristales únicos dentro de la matriz, como un cristal único dentro de otro cristal de mayor tamaño, o en forma de glomero-cristales en fracturas de otros cristales; los cristales de cuarzo de mayor tamaño presentan una textura poiquilitica, siendo sus inclusiones invariablemente piroxenos, ocurriendo en la parte externa la mayoría del tiempo, o creando anillos definidos dentro del cristal (Figura 6.32 c). Pocos cristales de plagioclasa presentan la misma textura poiquilitica con inclusiones de piroxenos.

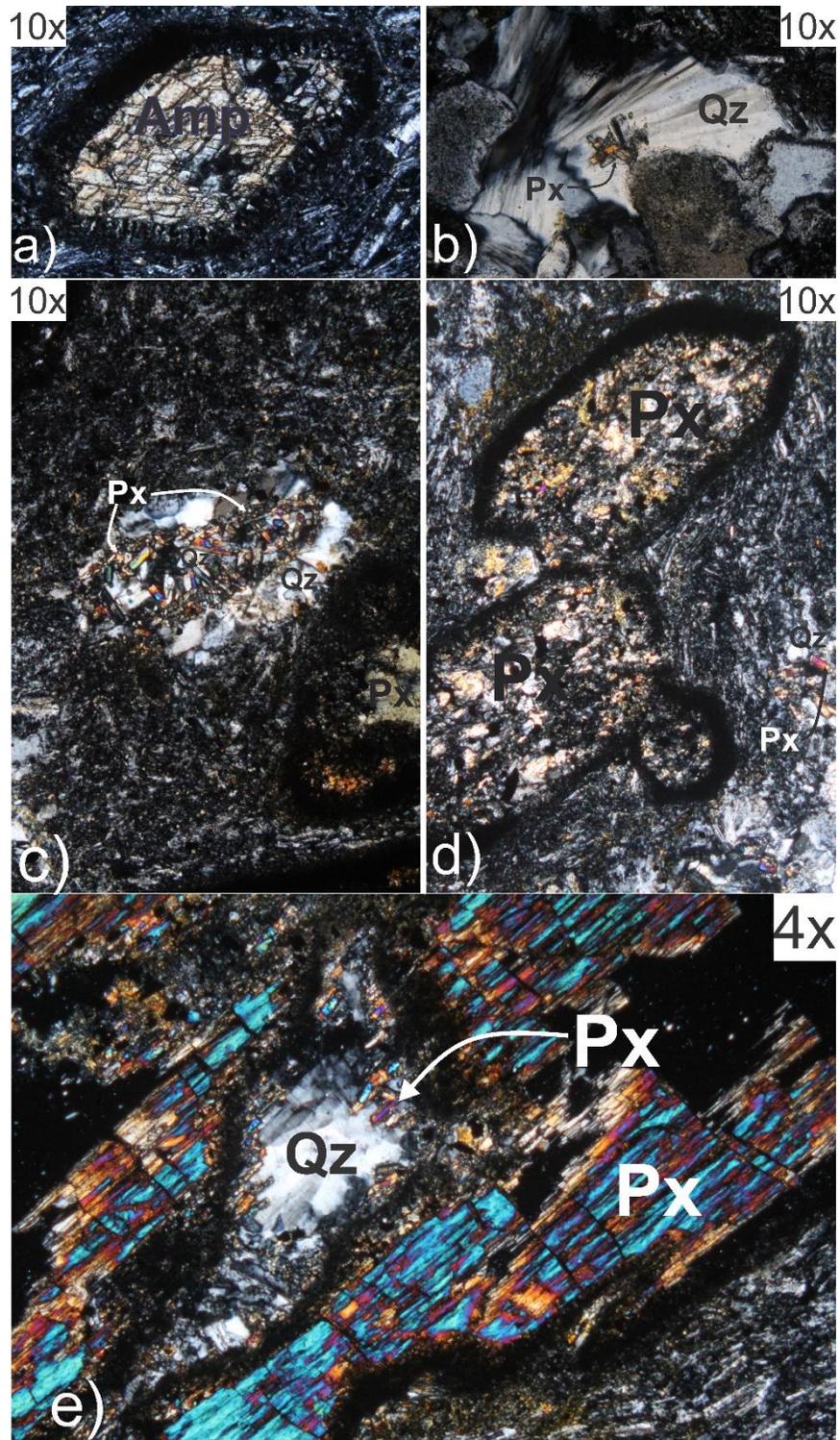


Figura 6.32. Lámina delgada de la muestra D3-12, donde se muestra: a) anfíbol con corona de reacción; b) cuarzo en crecimiento radial con inclusiones de piroxeno en el centro; c) cuarzo con extinción ondulante con crecimiento de piroxenos en un anillo dentro del cristal, al lado de un piroxeno con corona de reacción; d) piroxenos con corona de reacción, al lado de cuarzo con inclusiones de piroxeno; e) piroxeno con corona de reacción y con inclusión de cuarzo, que a su vez tiene inclusiones de piroxeno.

El cuarzo y el piroxeno son minerales en desequilibrio, y conforman la evidencia de un proceso de contaminación o fusión peritética, donde el líquido fundido presenta una composición diferente al sólido remanente, usualmente enriquecido en sílice y empobrecido en Fe y Mg. Este líquido remanente, al enfriarse, genera nuevos sólidos de composición distinta, denominados fases peritéticas, que usualmente presentan un mineral rico en sílice (ej. cuarzo) acompañado de un mineral peritético ferromagnesiano en menor proporción (ej. Grt, Crd, Opx, Cpx) (Castro-Dorado, 2015, p. 220). Por no tener mayores evidencias de contaminación, para este caso se establece que la lámina D3-12 es el resultado de una reacción peritética. La fusión de esta unidad puede haberse generado por un aumento de la temperatura, o una disminución de la presión, condición que en este caso se encuentra respaldada por las coronas de reacción de los anfíboles y clinopiroxenos. La disminución de presión necesaria depende de la temperatura, pero resulta inverosímil de conseguir si la temperatura estuviera por debajo de los ~ 650 ° C (Castro-Dorado, 2015, p. 221) en condiciones corticales. Esto, aunado a la presencia de la wollastonita, implica temperaturas de al menos 700 ° C (suponiendo la presencia de volátiles) (Ibanez y Sandoval, 1993).

7 Exploración geofísica

El presente trabajo fue dividido en dos ramas principales para probar o refutar la hipótesis planteada. En este capítulo se expone la rama de la exploración geofísica, describiendo el proceso de adquisición, procesamiento y análisis de datos, generación de perfiles y tomografías sísmicas, exponiendo los resultados obtenidos en las secciones respectivas. El cálculo de las tomografías de refracción sísmica toma en cuenta la información de la exploración geológica, especialmente las concernientes a las características litológicas de las unidades donde ocurre el sistema kárstico y los espesores de las capas donde el sistema kárstico se restringe.

7.1 Breve descripción de las cuevas

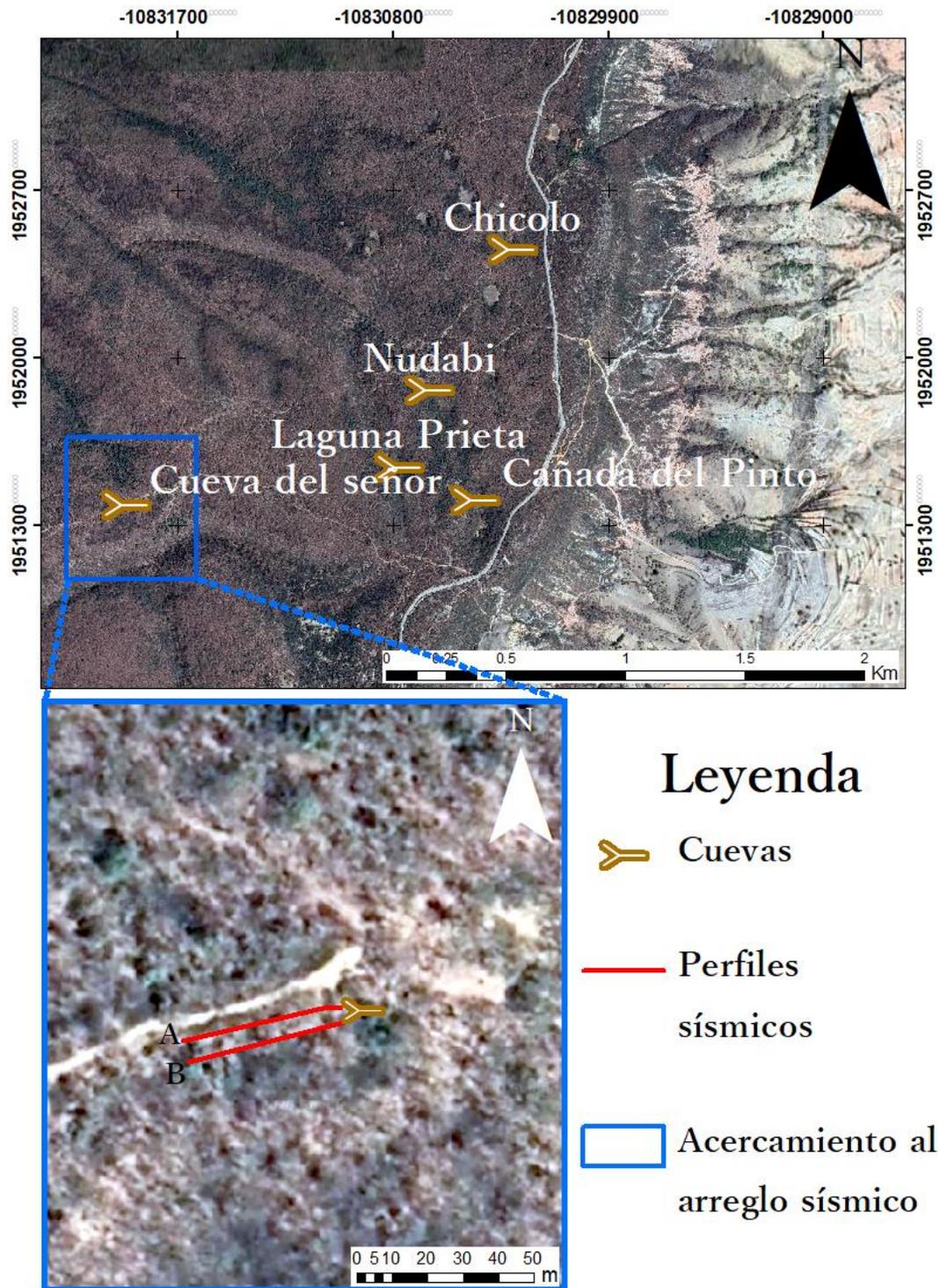


Figura 7.1. Localización de las cuevas dentro del área de estudio en la parte superior, marcando un acercamiento (recuadro azul) a la Cueva del Señor o Cueva de las Columnas, donde se llevó a cabo el estudio. En el acercamiento a la Cueva del Señor, cuadro inferior, quedan señaladas las líneas sísmicas donde se aplicó la refracción sísmica.

Como se había mencionado en secciones anteriores (capítulos 2, 3 y 6), dentro del área de estudio se reconoce localmente la presencia de 5 cuevas: Chicolo, Nudabi, Laguna Prieta, Cañada del Pinto y Cueva del Señor (nombres acuñados localmente) (Figura 7.1). La cueva del Chicolo y Nudabi están constituidas por pasajes rectos, aparentemente aislados. La cueva del Chicolo (que recibe su nombre de una leyenda local) se desarrolla en el Conglomerado Tecomatlán, se constituye de una salida y una entrada (probablemente dolinas de colapso), con una longitud aproximada de 65 m. La cueva de Nudabi se desarrolla en caliza, siendo un pasaje recto de extensión desconocida, sin ramificaciones aparentes, y sin generación de estalactitas o estalagmitas, indicando que no hay presencia de infiltración para que tales estructuras comiencen a generarse. La recarga de esta cueva es, por flujo descendente. Ambas cuevas se extienden en dirección aproximada 25° NW. La cueva de Cañada del Pinto se desarrolla en el Conglomerado Tecomatlán y está constituida por 3 sumideros adyacentes a la entrada de la cueva, constituyendo una cueva aislada (concepto desarrollado en el Apéndice §1).

De todas, la cueva que presenta el mayor desarrollo es Laguna Prieta, cuya extensión exacta se desconoce, así como su forma exacta, a falta de mayor exploración. Posee una estructura compleja de ramificaciones en varios niveles, indicando que durante su desarrollo ocurrieron cambios en el nivel base. Algunas galerías muestran indicativos de un techo derrumbado, que ocurre cuando dos niveles, desarrollándose uno encima del otro, han llegado al punto crítico donde el techo se vuelve inestable. Las ramificaciones se mantienen relativamente rectas, pero debido a la cantidad de ramificaciones y galerías no fue posible determinar la forma en planta. Esta cueva se generó en pendiente, y su recarga es generada por un flujo descendente. Su desarrollo mantiene una dirección aproximada NW, pero algunas ramificaciones se desarrollan en dirección N o NE.

La Cueva del Señor o Cueva de las Columnas se desarrolla en el Conglomerado Tecomatlán, y se constituye por una entrada en vertical (posiblemente una dolina de colapso) y un espacio semielíptico con dos columnas que conectan base y techo, y una fractura que corta gran parte del techo de la cueva, punto donde se generaba la infiltración (al momento de realizar el estudio la cueva no mantenía cuerpo de agua alguno); aunque el espacio donde se podía pasar era cerrado, se observó que la cueva continuaba su evolución en dirección O. Esta cueva se encuentra de manera relativamente somera, estando el techo de la cueva a menos de 6 m de la superficie, además de desarrollarse en una zona relativamente plana. Por sus características

de superficie plana, poca pendiente, somera, con un intervalo de morfología conocida, se seleccionó esta cueva para la aplicación del método de refracción sísmica.

7.2 Adquisición de datos

En la cueva denominada Cueva del Señor o Cueva de las Columnas (Figura 7.2 a), se aplicó el método de refracción sísmica, realizando un total de 4 tendidos sísmicos en 2 líneas sísmicas paralelas entre sí. Al finalizar la toma de datos se tomó la posición de cada geófono en ambas líneas sísmicas empleando un GPS de la marca *Trimble*, modelo R7 (Figura 7.2 b). La localización de estas líneas se muestra en la Figura 7.1, cuadro inferior azul.

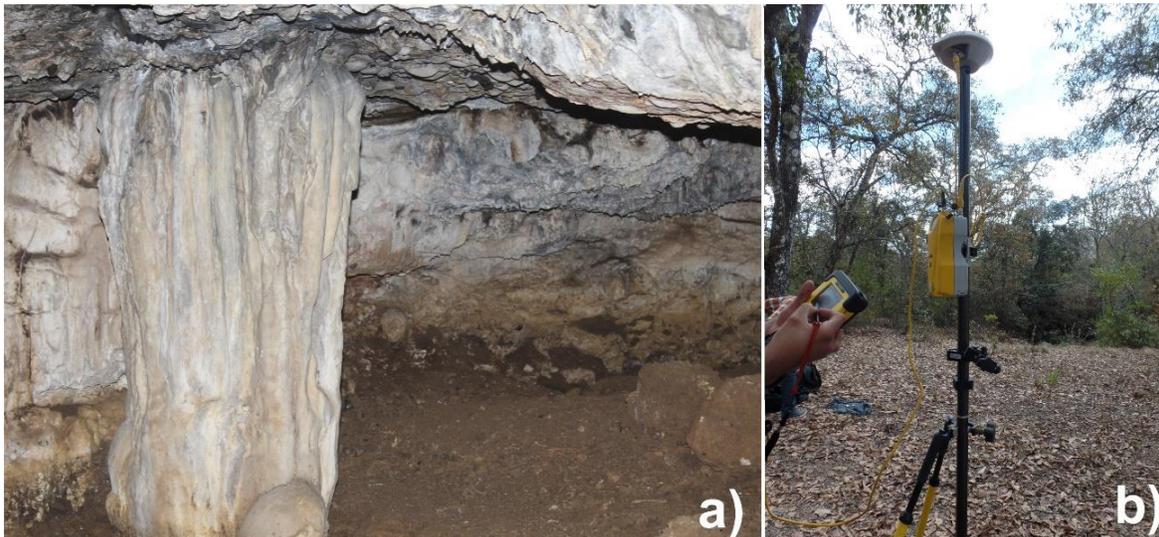


Figura 7.2. Fotografías de: a) interior de la Cueva del Señor, aproximadamente en la posición de la segunda fuente, y b) equipo GPS *Trimble* modelo R7 para toma de geoposición de los geófonos. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

En cada línea fueron empleados dos tipos de geófonos de componente vertical: de 14 Hz y de 4.5 Hz, ambos de la marca *Oyo Geospace*. El arreglo se puede observar en la Figura 7.3. El primer tendido se realizó en la línea A empleando un total de 23 geófonos de 14 Hz, con un espacio de 2 m entre cada uno. Se colocaron desde el metro 0 hasta el metro 44, y se conectaron a un sismógrafo de 48 canales *StrataVisor NZ11*, de la marca *Geometrics*. Se generaron un total de 9 fuentes en los metros -2, 6, 11, 16, 22, 28, 34, 40 y 46. El tipo de fuente fue de impacto, usando un marro de 8 kg contra una placa rectangular de metal, dando un total de 5 golpes por fuente para ampliar la señal obtenida (*stack*). Los datos comenzaron a tomarse a partir del impacto, mediante un sensor conectado a la cabeza del marro. Al finalizar las 9 fuentes se retiraron los geófonos de 14 Hz para colocar en su lugar los geófonos

de 4.5 Hz, empleando un total de 18 geófonos, y realizando el mismo proceso de generación de fuentes descrito anteriormente. Al finalizar la séptima fuente se removieron un total de 5 geófonos de 4.5 Hz del inicio del transecto (geófonos azules en la Figura 7.3) y se colocaron al final, llegando hasta el metro 44. Con este arreglo de geófonos del metro 10 al 44 se realizaron las fuentes 8 y 9. Este proceso se repitió en la línea B, ubicada de manera paralela a 2.7 m de la línea A, en dirección 165° desde el N.

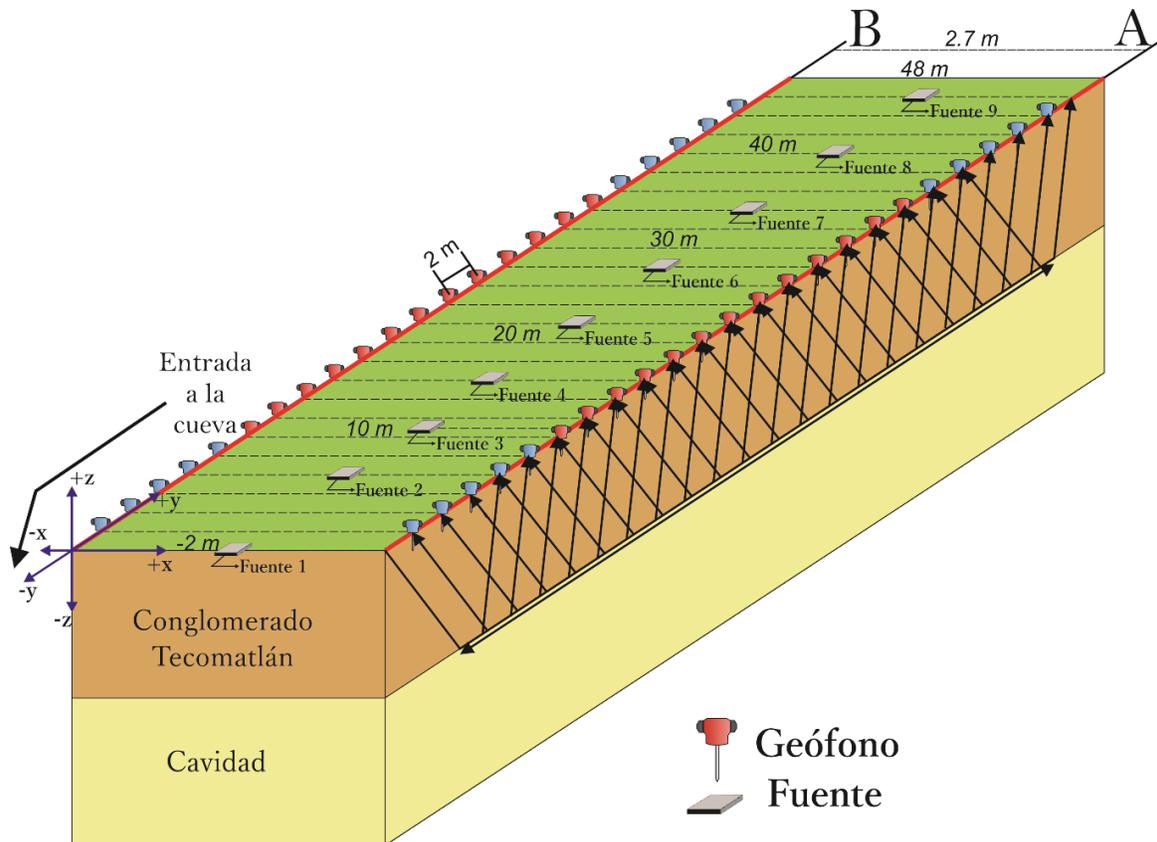


Figura 7.3. Arreglo de líneas sísmicas, representando la longitud del tendido, posición de los geófonos, número y posición de fuentes, distancia entre líneas sísmicas, y geófonos de 4.5 Hz (geófonos azules) que fueron desplazados en las fuentes 8 y 9. Las líneas negras muestran el rayo de la onda refractada para cada fuente. Las fuentes se realizaron sobre cada línea sísmica, pero en esta figura se representan entre las líneas sísmicas solo con fines de claridad visual.

7.3 Procesamiento de datos sísmicos

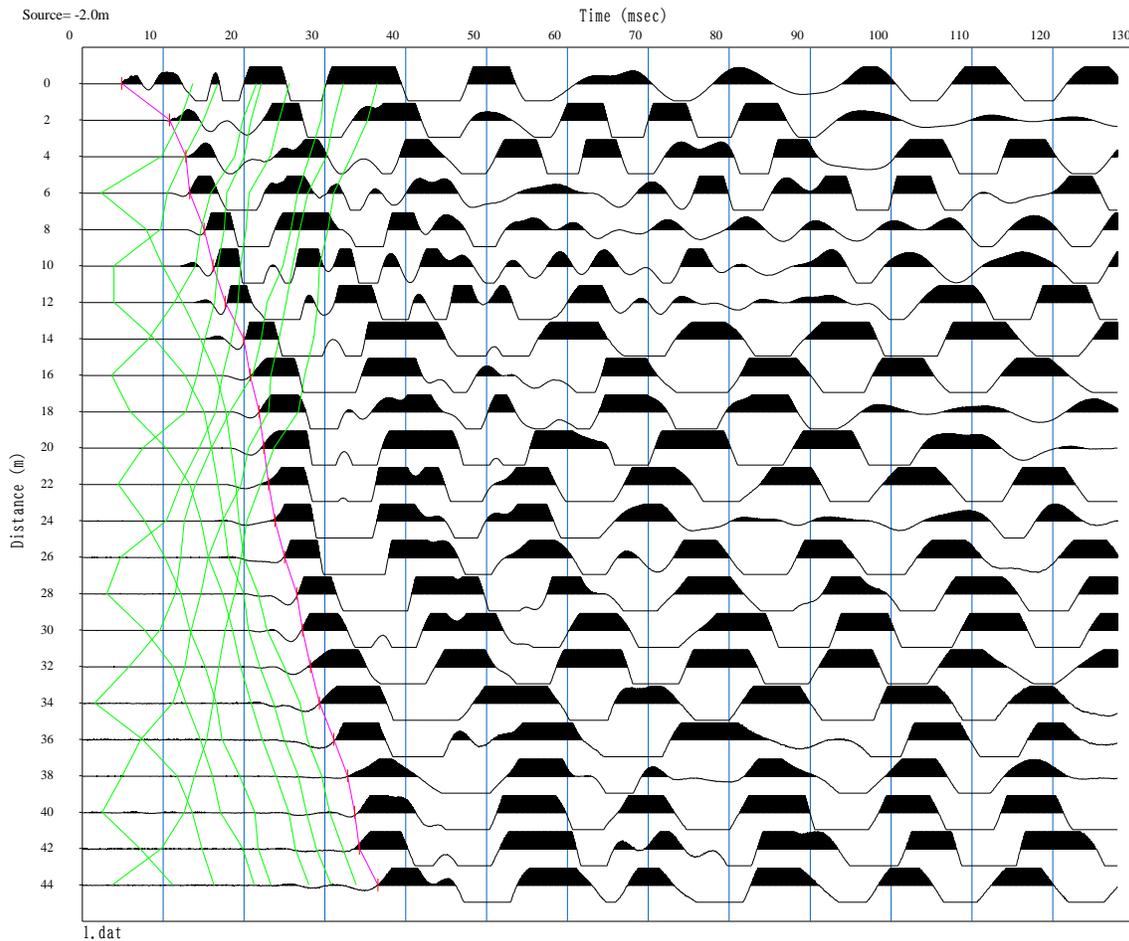


Figura 7.4. Sismograma de la línea A con geófonos de 14 Hz. En la parte superior se especifica la posición de la fuente, y en la parte inferior se especifica el nombre del archivo. Los ejes horizontal y vertical corresponden al tiempo (ms) y a la distancia (m) respectivamente. La línea rosa corresponde a la selección de primeros arribos para la fuente actual, y las líneas verdes corresponden a la selección de primeros arribos para las demás fuentes.

Los datos de refracción sísmica fueron procesados empleando los programas *Pickwin* y *Plotrefa*, ambos de la paquetería de programas *SeisImager/2DTM* (Geometrics, 2009). *Pickwin* se emplea para abrir los sismogramas y seleccionar los primeros arribos registrados para cada canal empleado, 24 canales en nuestro caso. Este programa permite visualizar los sismogramas obtenidos por cada geófono, colocando la distancia en el eje vertical y el tiempo en el eje horizontal, y uniéndolos con una curva con distintas pendientes (Figura 7.4, línea roja). Cada pendiente representa la velocidad de la onda refractada, y los cambios en la pendiente son indicativos de cambios en las propiedades elásticas del medio (Reynolds, 1997). El archivo de salida del programa contiene los primeros arribos de cada fuente.

El programa *Plotrefa* emplea el archivo de primeros arribos, archivo de salida de *Pickwin*, para realizar la interpretación de datos sísmicos mediante el uso de una, o varias, de las tres técnicas de interpretación que tiene disponibles: inversión de tiempo de viaje, tiempo recíproco y tomografía de refracción sísmica. Antes de ejecutar cualquier técnica se comprueba que los primeros arribos fueron correctamente seleccionados en *Pickwin*. Para esto se emplea el Principio de Reciprocidad, que postula que el tiempo de viaje entre una fuente y un receptor específicos será independiente de la dirección que haya seguido la onda (fuente→ receptor o receptor→ fuente), así que invertir fuente y receptor debería generar los mismos tiempos de viaje (Geometrics, 2009). La calidad de la selección de primeros arribos puede comprobarse mediante la medición del tiempo recíproco: si este valor es inferior al 5%, la selección es adecuada; si es superior al 5% entonces se deben reconsiderar las selecciones de primeros arribos. Al ejecutar la técnica de inversión de tiempo de viaje se obtiene un valor de RMS: si este valor es menor a 1.5 ms, se considera que la calidad de la inversión es buena (Geometrics, 2009). En las demás técnicas de inversión también se obtiene un valor de RMS que puede ser mayor, y el máximo valor aceptable puede variar dependiendo del autor y del estudio, pero en general se considera que para estudios con profundidades menores a 100 m el límite aceptable son 2 ms (Sandmeier, 2018). En esta investigación se emplearon las técnicas de inversión de tiempo de viaje y tomografía sísmica: para aplicar la técnica de inversión de tiempo de viaje se cargan los datos de primeros arribos, obtenidos con *Pickwin*, y se comprueba su tiempo recíproco. Si el valor de tiempo recíproco es mayor a 5% se repite la selección de primeros arribos. Si el tiempo recíproco es menor se procede a asignar capas a estos datos, en este caso un total de 4 capas; con esta selección de capas se invierte el tiempo de viaje y, con base en el valor de RMS, se mantiene esta selección o se modifica. A partir de esto se ejecuta el trazado de rayos, y posteriormente una tomografía sísmica, para esta última empleando un modelo de 15 capas y 15 iteraciones, eligiendo en todos los casos la última iteración. Si la tomografía sísmica arroja un valor de RMS superior a 1.5 ms, se vuelven a seleccionar las capas; si se obtiene un RMS inferior a 1.5 ms, se considera que el resultado es aceptable. Esta metodología se describe en la Figura 7.5:

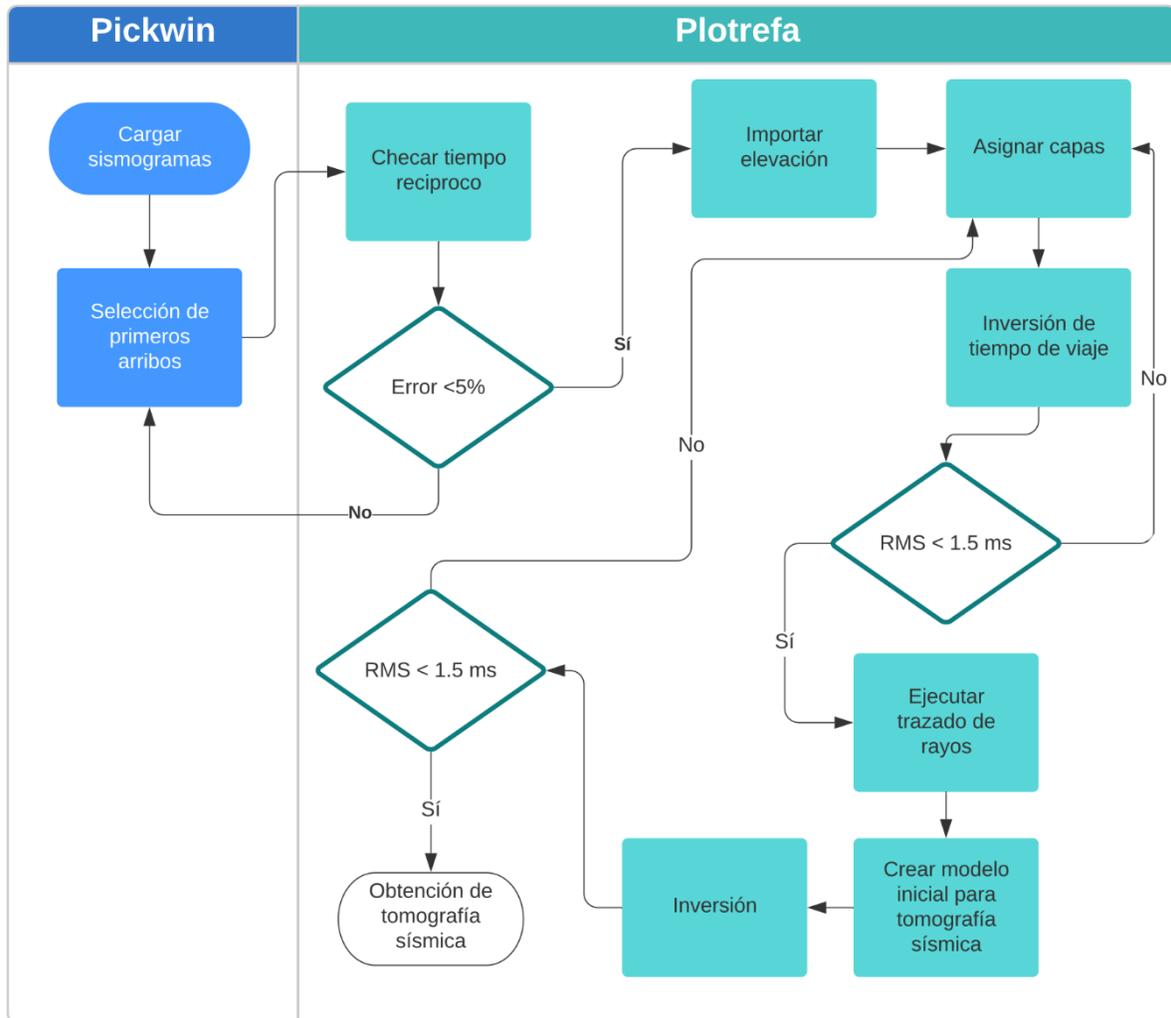


Figura 7.5. Diagrama de flujo detallando la metodología seguida para el procesamiento de datos sísmicos.

7.4 Perfiles sísmicos

Como se mencionó al inicio de este capítulo, se realizaron un total de cuatro perfiles sísmicos. Se siguió la metodología de análisis de datos descrita en la sección anterior (Figura 7.5) obteniendo un total de cuatro tomografías sísmicas. Los perfiles son el producto de realizar la inversión sísmica con un modelo inicial de cuatro capas, indican la morfología de estas capas y sus velocidades sísmicas asociadas. La tomografía sísmica considera un total de 15 capas, y para el modelo se hicieron en todos los casos las mismas consideraciones: 5 nodos, velocidades en el intervalo de 0.33 a 4.5 m/s, y un total de 15 iteraciones. Se aplicaron un total de tres técnicas a los datos, cada una con su RMS asociado: Inversión de tiempo de viaje, Trazado de rayos, y Tomografía sísmica. Para asegurar la calidad de la inversión de los datos se empleó el criterio del RMS inferior a 1.5 ms para la inversión de tiempo de viaje, e inferior

a 2 ms para el trazado de rayos y tomografía sísmica. Los valores de RMS para las dos líneas, dos tipos de geófonos y tres técnicas se encuentran en la Tabla 7.1:

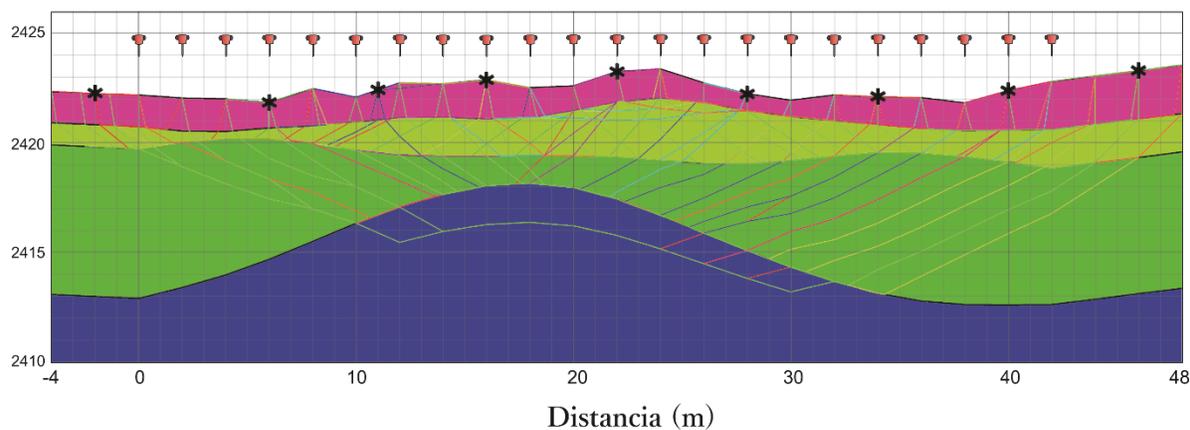
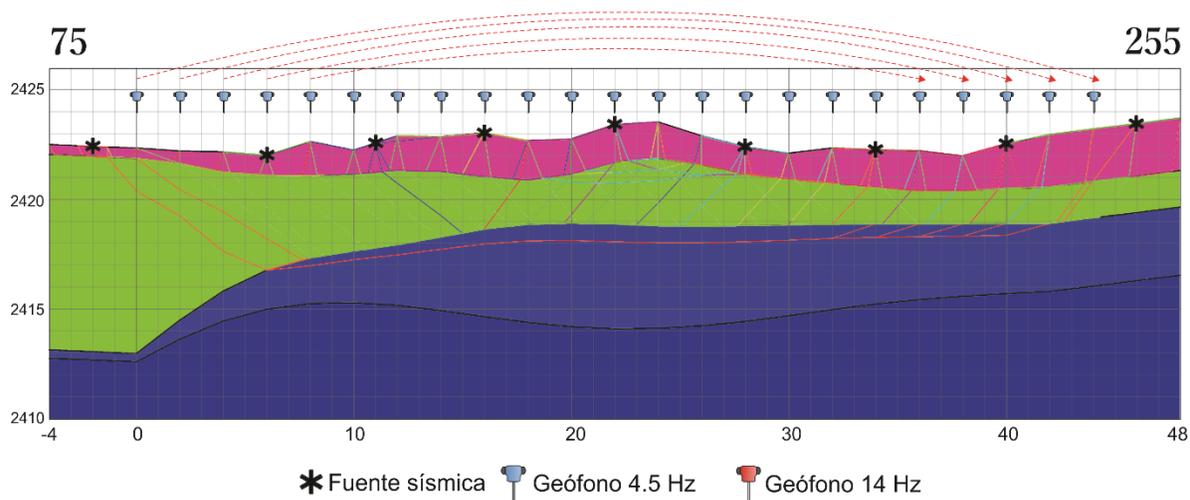
Tabla 7.1. RMS asociado al resultado de las técnicas de Inversión de tiempo de viaje, Trazado de rayos, y Tomografía sísmica, para las dos líneas realizadas y los dos tipos de geófonos empleados.

		RMS (ms)		
Línea	Geófono (Hz)	Inversión de tiempo de viaje	Trazado de rayos	Tomografía sísmica
A	4.5	0.280607	1.471906	1.052115
	14	0.267981	1.689270	1.049284
B	4.5	0.337173	1.525650	1.067191
	14	0.308700	1.421130	0.962671

Los perfiles obtenidos mediante la técnica de inversión de tiempo de viaje para las líneas sísmicas A y B, empleando los geófonos de 4.5 y 14 Hz, se muestran de manera comparativa en las Figuras 7.6 y 7.7, donde se muestran además los rayos obtenidos mediante la técnica de trazado de rayos. A partir de estos perfiles se generaron un total de cuatro tomografías sísmicas, mostradas en las Figuras 7.8 y 7.9.

Perfil sísmico línea A

Elevación (m)

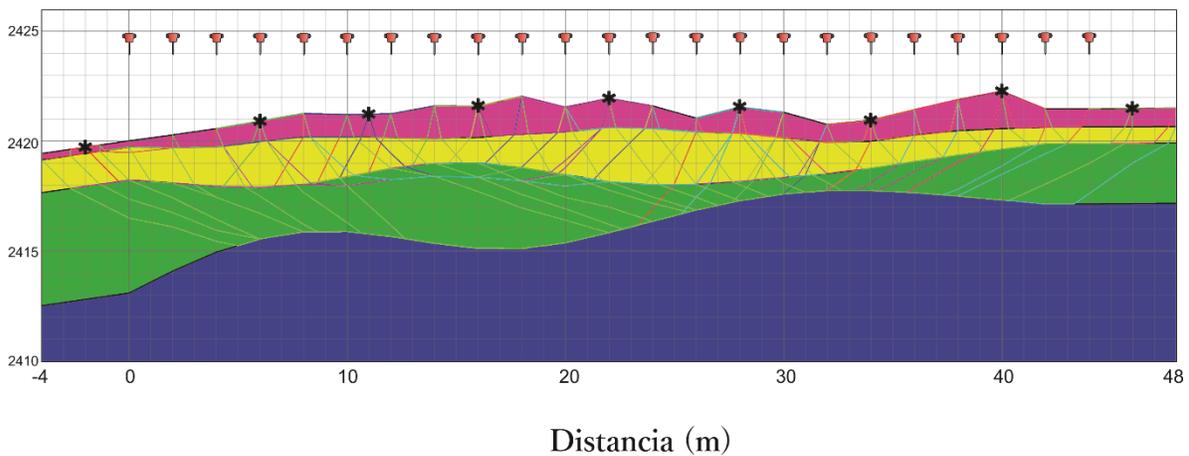
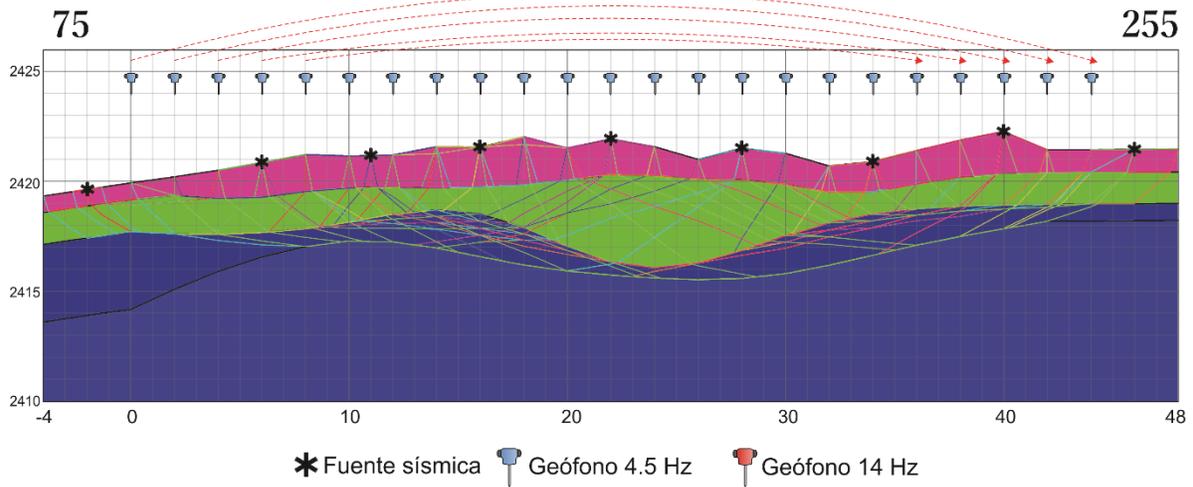


Velocidad (km/s)

Figura 7.6. Perfiles obtenidos mediante la técnica de inversión de tiempo de viaje, considerando cuatro capas, para la línea A con los geófonos de 4.5 (superior) y 14 Hz (inferior). La altitud se señala a la izquierda del perfil y la distancia (considerando el primero geófono como punto cero) se señala en la parte inferior del perfil. La posición de las fuentes se representa con un asterisco en el relieve, y la posición de los geófonos se señala a la altitud 2425 m solo con fines de claridad visual. Las líneas de color atravesando las capas indican los rayos de la onda sísmica, y las líneas de color rojo discontinuas en el perfil con geófonos de 4.5 Hz señalan los geófonos que fueron removidos y colocados al final del transecto.

Perfil sísmico línea B

Elevación (m)



Velocidad (km/s)

Figura 7.7. Perfiles obtenidos mediante la técnica de inversión de tiempo de viaje, considerando cuatro capas, para la línea B con los geófonos de 4.5 (superior) y 14 Hz (inferior). La altitud se señala a la izquierda del perfil y la distancia (considerando el primero geófono como punto cero) se señala en la parte inferior del perfil. La posición de las fuentes se representa con un asterisco en el relieve, y la posición de los geófonos se señala a la altitud 2425 m solo con fines de claridad visual. Las líneas de color atravesando las capas indican los rayos de la onda sísmica, y las líneas de color rojo discontinuas en el perfil con geófonos de 4.5 Hz señalan los geófonos que fueron removidos y colocados al final del transecto.

Tomografía sísmica línea A

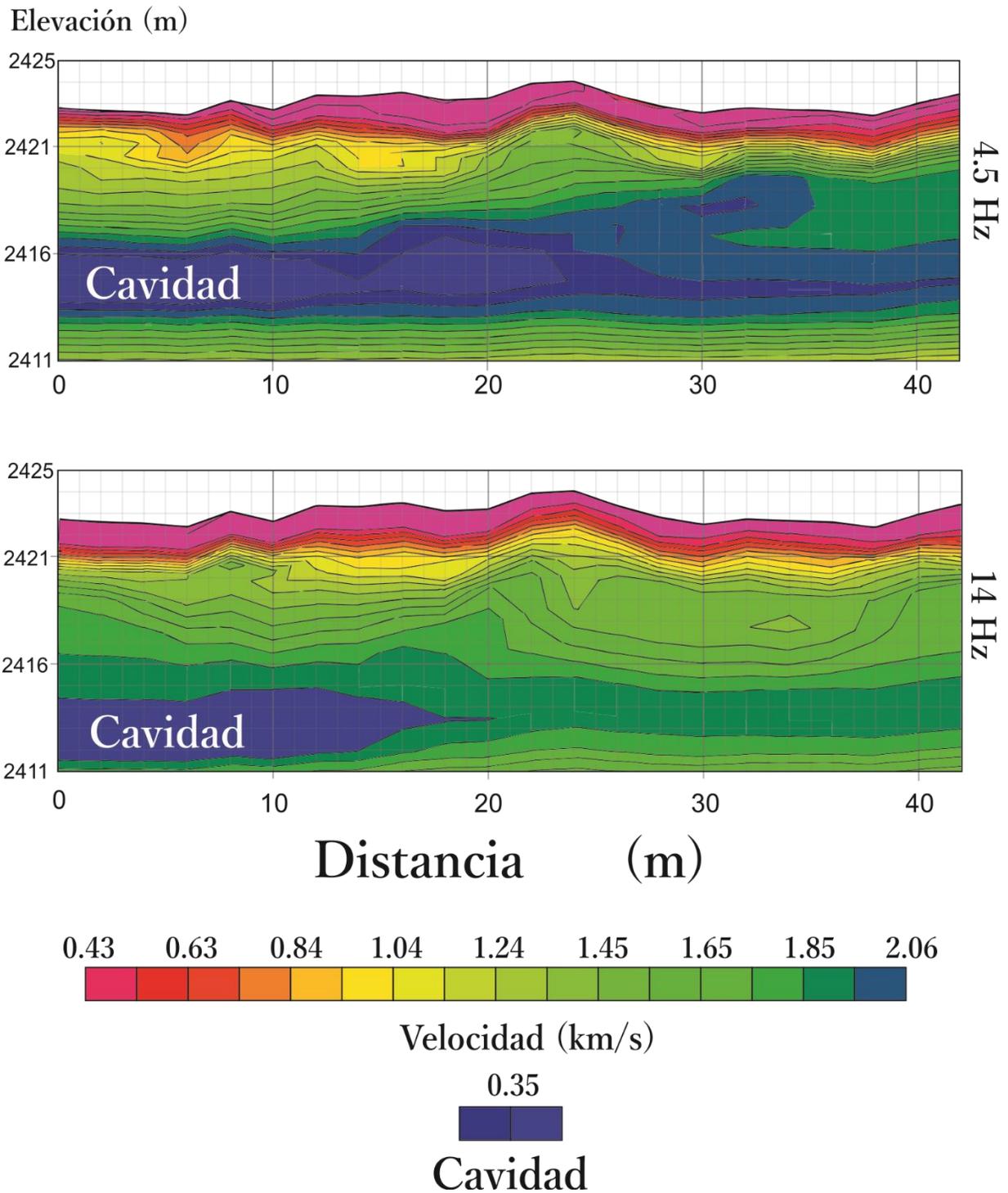


Figura 7.8. Tomografía sísmica obtenida para la línea A, con los geófonos de 4.5 (superior) y 14 Hz (inferior), mostradas de manera comparativa. La cavidad se muestra en color azul.

Tomografía sísmica línea B

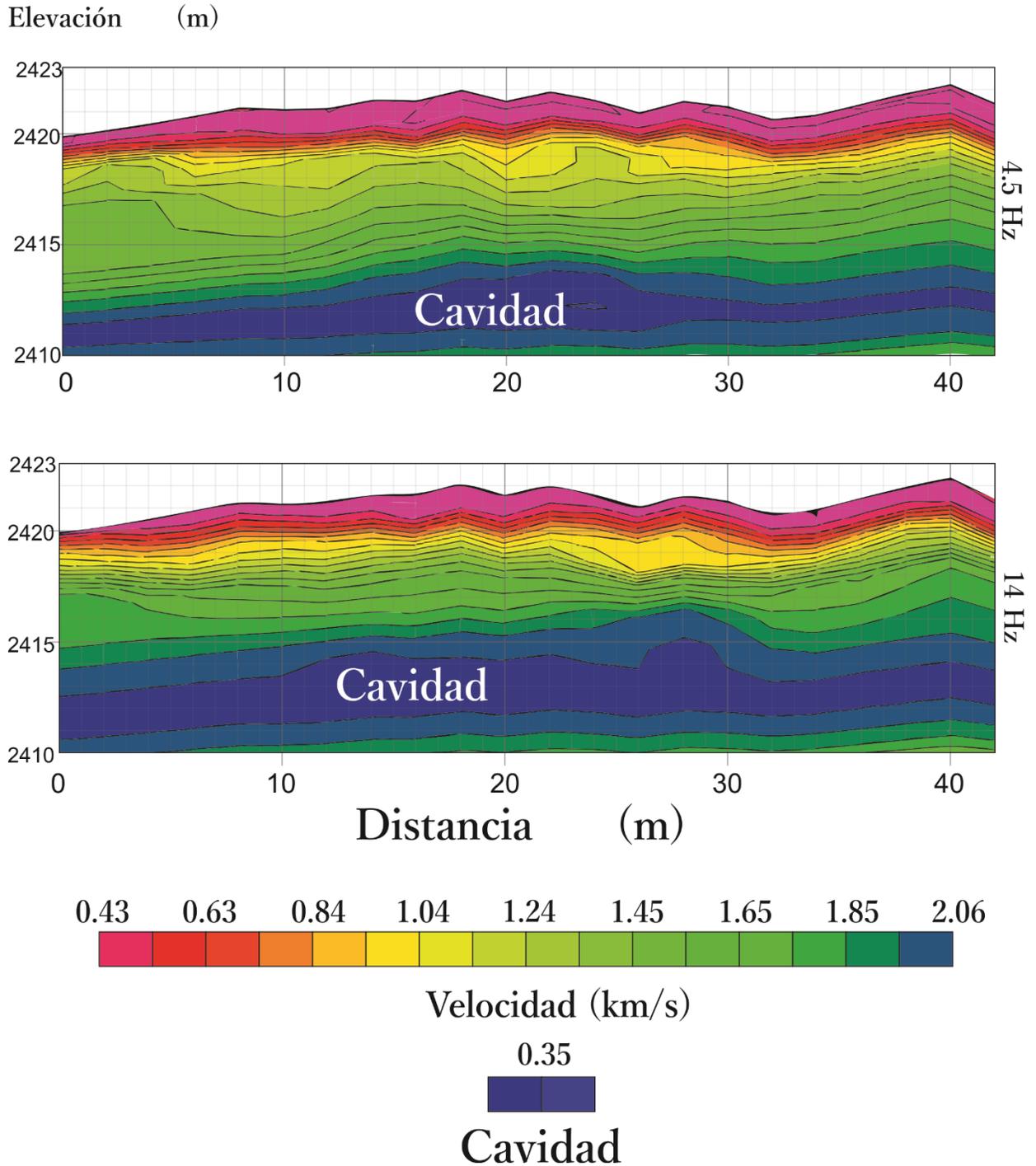


Figura 7.9. Tomografía sísmica obtenida para la línea B, con los geófonos de 4.5 (superior) y 14 Hz (inferior), mostradas de manera comparativa. La cavidad se muestra en color azul.

7.5 Análisis de perfiles

En las Figuras 7.6 y 7.7 se muestra el modelo de velocidad obtenido de la técnica de inversión de tiempo de viaje, que se constituye de un modelo de 4 capas. Este modelo se toma como modelo inicial para la técnica de tomografía sísmica. En estas figuras se muestran también los rayos sísmicos obtenidos empleando la técnica de trazado de rayos, que fungen como una primera aproximación para conocer la penetración de las técnicas empleadas. Con base en observaciones realizadas en campo, se conoce que la penetración debe ser de al menos 6 m para asegurar la interacción de las ondas sísmicas con la profundidad objetivo. La penetración con los dos tipos de geófonos es superior a los 6 metros, una penetración suficiente para suponer que existe una interacción entre las ondas sísmicas y la cavidad. Sin embargo, de manera comparativa, los geófonos de 14 Hz presentaron una mayor penetración en relación con los geófonos de 4.5 Hz.

De acuerdo con Sheehan *et al.* (2005) el método de refracción sísmica presenta dificultades para determinar la velocidad real de la cavidad cuando un alto contraste se presenta, pero puede detectarla y establecer correctamente su posición y morfología. Los resultados denotados en las Figuras 7.6 y 7.7 son concordantes con los expuestos por Sheehan *et al.* (2005), pues la morfología fue correctamente interpretada, pero la velocidad no fue correctamente determinada. Esto no implica de ninguna manera que exista un modelo único que pueda representar correctamente los datos. Un problema que puede presentar el modelo es interpretar una cavidad donde los datos reales indican que no hay ninguna o, al contrario, interpretar un medio sin cavidades cuando los datos reales indican que estas existen. Para resolver este conflicto y el conflicto de elegir el modelo que mejor represente los datos presentados, se compara el modelo obtenido con la información generada durante la adquisición de datos respecto a la morfología de los primeros 10 metros de la cueva, su profundidad aproximada, la presencia de una fractura que sube desde el techo de la cueva hasta la superficie, la presencia de una pared que separa en dos secciones a la cueva, y su espesor aproximado.

En las Figuras 7.8 y 7.9 se presentan las tomografías sísmicas para las líneas A y B respectivamente, empleando los geófonos de 4.5 y 14 Hz. Estos modelos fueron generados empleando las mismas condiciones: 5 nodos, 15 iteraciones, velocidades de 350 a 2,000 m/s, e indicando que la velocidad no aumenta con la profundidad. Al igual que con el caso de las

Figuras 7.6 y 7.7, la velocidad real de la cavidad no fue correctamente representada mediante el software, y fue interpretada a partir de los resultados, el contexto geológico, y las observaciones realizadas *in situ*. A la cavidad se le asignó una velocidad de 350 m/s, velocidad de propagación de las ondas P en aire (Tabla 4.2). La roca donde se desarrolla la cavidad (Conglomerado Tecomatlán) presenta velocidades inferiores a las esperadas (Tabla 4.2); esto indica que la roca ha desarrollado una porosidad secundaria, que a su vez ha generado una disminución en la densidad y, en consecuencia, generado una disminución en la velocidad de la onda (Ecuación 4.20).

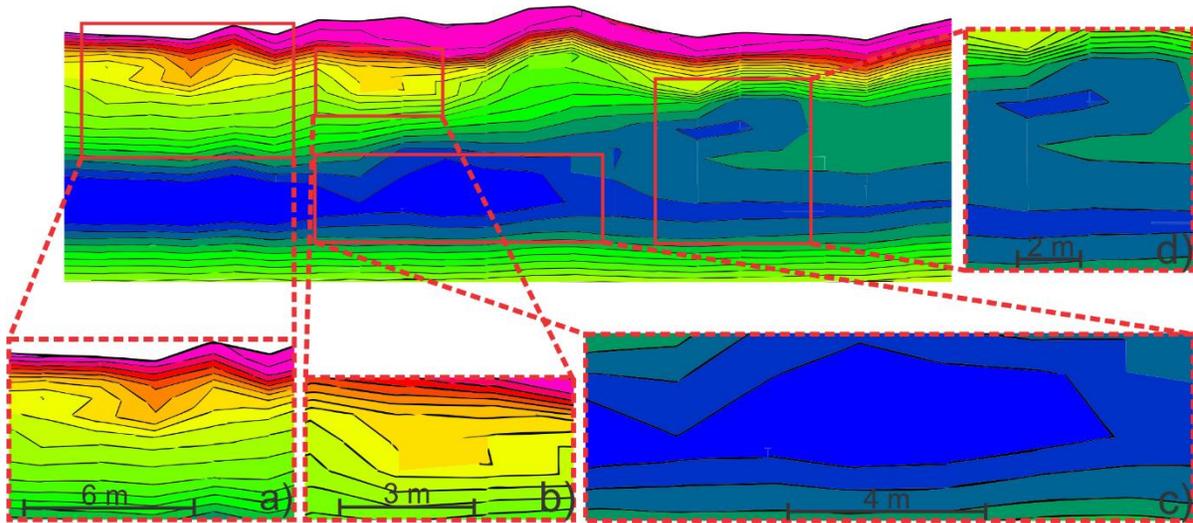


Figura 7.10. Análisis de la tomografía obtenida para la línea A empleando geófonos de 4.5 Hz. En la figura se realizan cuatro ampliaciones, señaladas con las letras a, b, c y d. En estas ampliaciones se denotan rasgos notables de la tomografía.

En la tomografía obtenida para la línea A, empleando los geófonos de 4.5 Hz, se denotan las siguientes características (Figura 7.10): se puede observar una disminución de la velocidad, desde la superficie y en dirección al techo de la cueva (Figura 7.10 a) en la distancia del metro 6. Esta observación es concordante con la observación de una fractura en el techo de la cueva, siguiendo un plano relativamente recto y extendiéndose hacia la superficie. La orientación y posición de la anomalía de velocidad en la tomografía son concordantes con los descritos para esta fractura. Por supuesto, debido a su poco espesor, no se interpreta como una cavidad. A una distancia aproximada de 16 m se puede observar una característica similar, aunque en dirección opuesta (Figura 7.10 b). Esto puede ser de igual manera una fractura, aunque de menor espesor que la fractura expuesta en el recuadro *a* de la Figura 7.10, y no fue observada en campo, aunque no se descarta su presencia. En el recuadro *c* de la Figura 7.10 se observa

una disminución de la velocidad a una distancia de 14 m, construyendo la caverna. Esto tiene concordancia con la observación en campo de una pared a partir de la cual la caverna queda separada en dos secciones. Esta pared no es continua, sino que tiene un pasaje de poca altura (no suficiente para ser atravesada por un ser humano) hacia la siguiente sección de la caverna. En el recuadro *c* queda denotado, por tanto, la pared que divide dos secciones de la caverna, corroborados *in situ*. En el recuadro *d* se puede ver que la caverna, en apariencia, se divide en dos niveles; encima del nivel superior existe, además, una disminución de la velocidad similar a las presentadas en los recuadros *a* y *b*, que podría ser la fuente de la disolución de este nivel, además asociado a un cambio en el nivel base del agua. El nivel inferior presenta una disminución en su espesor, comportamiento observado en otra cueva de la misma zona de estudio (Cueva de la Laguna Prieta) donde los canales desarrollándose en la cavidad, además de presentarse en varios niveles, presentaban cambios en su espesor.

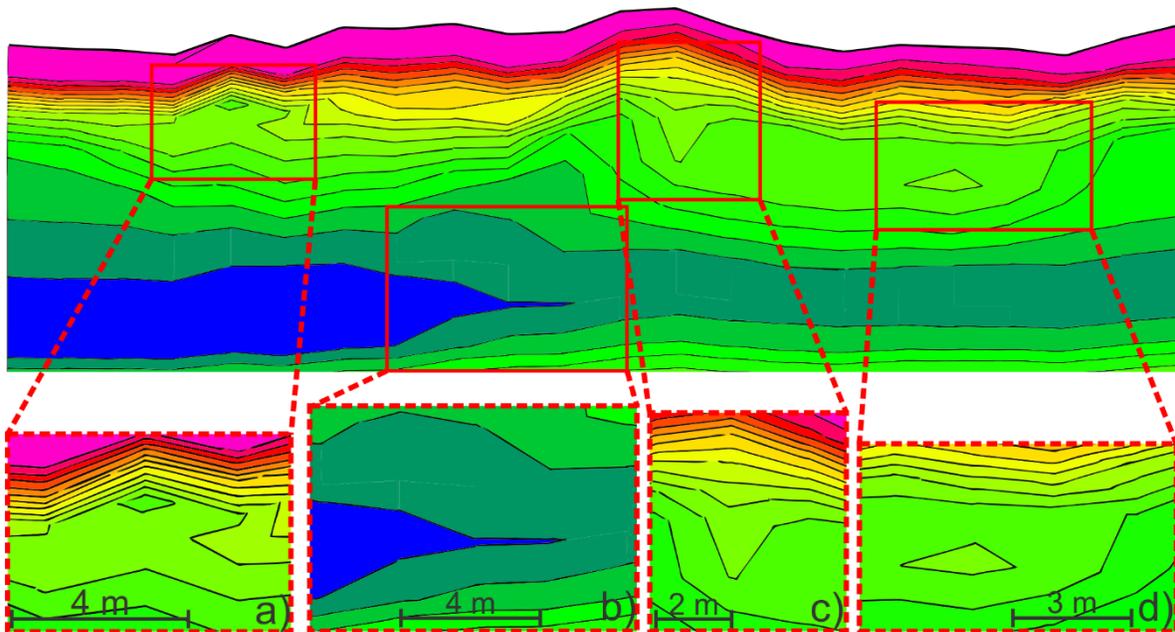


Figura 7.11. Análisis de la tomografía obtenida para la línea A empleando geófonos de 14 Hz. En la figura se realizan cuatro ampliaciones, señaladas con las letras a, b, c y d. En estas ampliaciones se denotan rasgos notables de la tomografía.

En la tomografía de la línea A empleando geófonos de 14 Hz principalmente se denotarán las diferencias respecto a la tomografía obtenida con los geófonos de 4.5 Hz. En el recuadro *a* de la Figura 7.11 se observa una disminución de la velocidad, similar a aquella observada en el recuadro *a* de la Figura 7.10, aunque menos definida respecto a su homóloga. En el recuadro *b* se observa una disminución de la velocidad que construye a la caverna, y comienza

aproximadamente a la misma distancia que la presentada en la Figura 7.10 c. En el recuadro c de la Figura 7.11 se observa una disminución de la velocidad, subvertical, que no puede observarse en la Figura 7.10. En el recuadro d se observa una disminución de la velocidad relativamente localizada, que podría considerarse el homólogo del nivel superior observado en el recuadro d de la Figura 7.10, aunque menos definido. No se presenta la disminución de velocidad encima de esta característica, algo que sí está presente en la Figura 7.10.

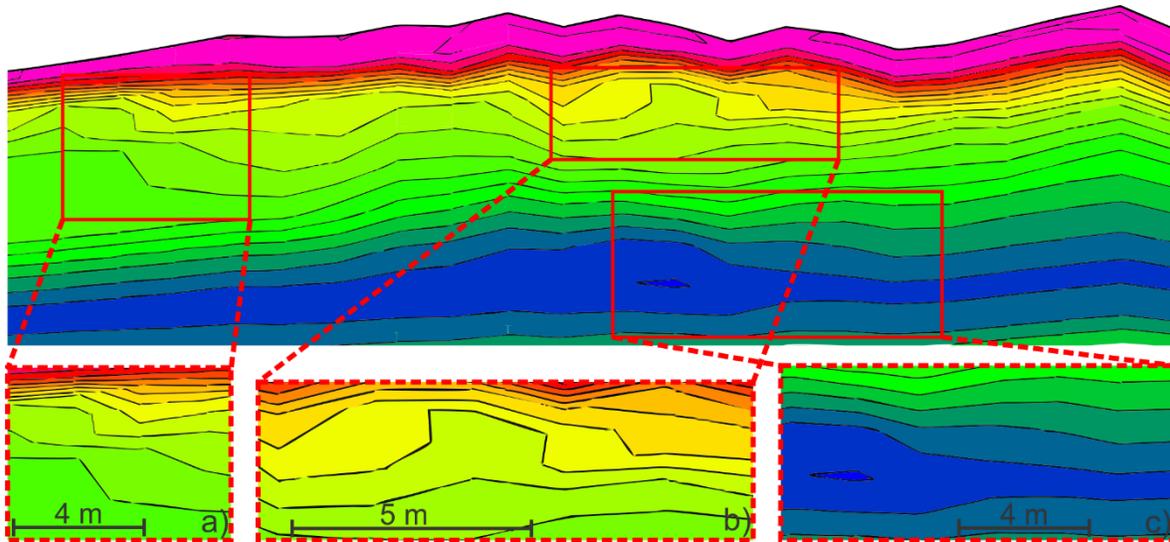


Figura 7.12. Análisis de la tomografía obtenida para la línea B empleando geófonos de 4.5 Hz. En la figura se realizan tres ampliaciones, señaladas con las letras a, b, y c. En estas ampliaciones se denotan rasgos notables de la tomografía.

La línea B, es preciso recordar, se ubica a una distancia de 2.7 m respecto a la línea A, en dirección 165° y la posición de los geófonos se mantuvo paralela a la línea A. En la Figura 7.9 se observa que ambas tomografías de la línea B coinciden en una morfología general de la caverna como un pasaje recto, de poco espesor (>1.5 m) en contraste con la morfología de bóveda que describe la Figura 7.8. Esto puede comprenderse en un contexto de una figura en tres dimensiones, considerando una caverna con forma semi-elíptica, que se aplanan en los extremos. Del mismo modo se presenta como una cueva relativamente continua, con pocos sitios donde la velocidad disminuye; esto puede deberse a un grosor disminuido de la pared en este sitio, y al menor espesor de la caverna en esta línea. En el recuadro a de la Figura 7.12 se denota una disminución de la velocidad, similar a la observada en el cuadro a de la Figura 7.10, y podría ser indicativo de la misma fractura. En el recuadro b se observan dos zonas con disminución de velocidad, que tienen consistencia con las presentadas en los recuadros b y d de la Figura 7.10, pero con menor definición. En el recuadro c se observa una ligera

disminución de la velocidad que constriñe la cavidad; esta podría ser la posición relativa de la división de secciones para esta línea. La morfología tiene concordancia con la mostrada en la Figura 7.11.

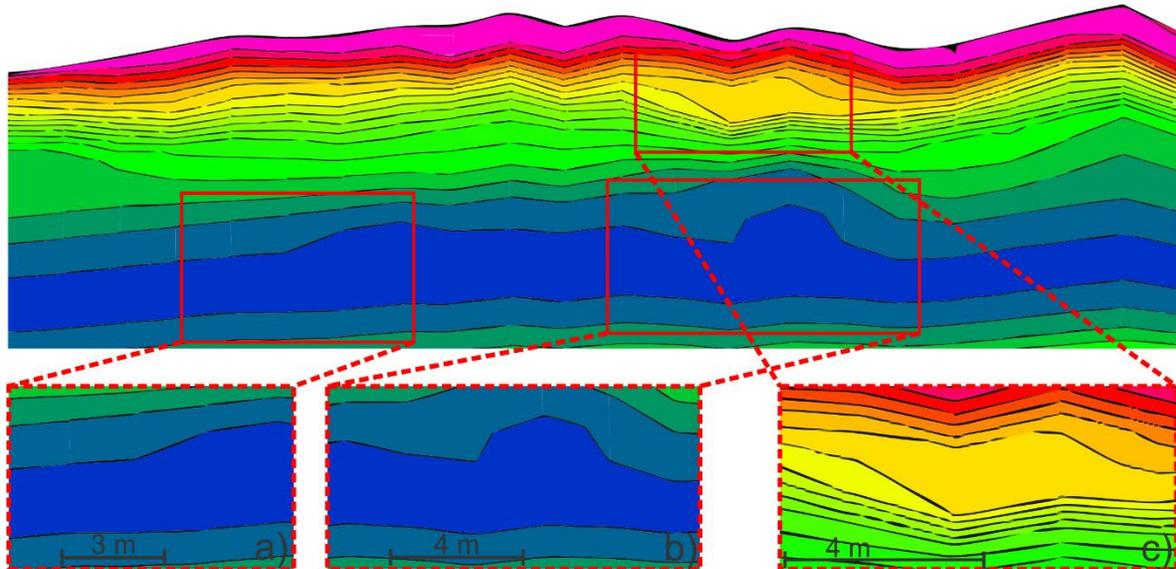


Figura 7.13. Análisis de la tomografía obtenida para la línea B empleando geófonos de 4.5 Hz. En la figura se realizan tres ampliaciones, señaladas con las letras a, b, y c. En estas ampliaciones se denotan rasgos notables de la tomografía.

En la Figura 7.13 se pueden ver algunas diferencias respecto a la Figura 7.12: la diferencia entre el espesor, siendo mayor en la Figura 7.13 (empleando los geófonos de 14 Hz), así como ligeras disminuciones de velocidad denotadas en los recuadros a y b. En el recuadro b, además, se enfatiza una ligera forma de bóveda después de una disminución de la velocidad, forma similar a la Figura 7.10 c. Se presenta una ligera disminución de la velocidad cercana a la superficie (Figura 7.13 c), pero no es concordante con las demás tomografías, y en general la superficie no presenta anomalías de velocidad que pudieran indicar la presencia de alguna fractura.

8 Integración de resultados e interpretación

En el capítulo 3 §4 se presentó la hipótesis del presente estudio: la estructura inversa conocida como Falla Tecamatlán ha favorecido la generación y desarrollo del sistema kárstico. La hipótesis se demuestra si tres condiciones se cumplen:

1. La morfología del sistema kárstico es concordante con una porosidad inicial generada por fracturas y una recarga diferente a la recarga difusa e hipogénica (Figura 4.7)
2. Las características de la Falla Tecamatlán son concordantes con un régimen frágil
3. La cinemática de la Falla Tecamatlán es concordante con la morfología de las cuevas

Los resultados que sustentan el punto 1 son:

No existe evidencia que indique la presencia de un sistema de agua termal, lo que permite descartar un tipo de recarga hipogénica. La columna estratigráfica presentada (Figura 6.11), así como la sección estructural (Figuras 6.13 y 6.14), permiten descartar un tipo de recarga difusa mediante arenisca, al encontrarse esta litología estratigráficamente debajo de las litologías donde se desarrolla el sistema kárstico. La difusión por roca soluble porosa puede ser descartada mediante las observaciones en campo y el resultado de las tomografías sísmicas; en el caso de las observaciones en campo, las cuevas presentan entradas relacionadas ya sea a una dolina derrumbada o a un flujo descendente; las tomografías sísmicas para la línea A (Figura 7.8) denotaron que la Cueva del Señor se desarrolla con más de una fractura, a través de la cual se da la infiltración y posterior disolución del karst.

Dentro de la zona de estudio existen tres unidades litológicas susceptibles a desarrollar un sistema kárstico, y son el conglomerado calcáreo, caliza, y arenisca calcárea. Estas unidades se ubican en el escarpe de la Falla Tecamatlán, pero principalmente dominan las unidades de conglomerado calcáreo y caliza, quedando la arenisca calcárea estratigráficamente debajo de estas dos unidades, como se observa en la Figura 6.11. Relacionado a esto, en campo fueron descritas un total de cinco cuevas (su ubicación puede observarse en la Figura 7.1, su descripción puede consultarse en el capítulo 7 §1), de las cuales tres se desarrollan en conglomerado calcáreo y dos en caliza. Este primer dato es un indicador de que el desarrollo del sistema kárstico no está ocurriendo exclusivamente en una litología, o en la interfaz de las litologías, como se daría el caso de ser un sistema cuya evolución queda dominada por el tipo de roca, buzamiento de la roca, capas horizontales, o plegamiento.

El análisis realizado mediante microscopio óptico al conglomerado calcáreo (Figura 6.26) indicó una baja porosidad; la tomografía sísmica indica, en cambio, una velocidad sísmica inferior a la esperada de 5.75 km/s, considerando una roca calcárea de densidad 2.66 g/cm³ (Tabla 4.2). Esta diferencia de velocidad entre la velocidad esperada de 5.75 km/s y las velocidades obtenidas de 1.45-2.06 km/s, está relacionada a una disminución de la densidad, indicativo de un aumento de la porosidad secundaria en la zona de desarrollo del sistema kárstico. El desarrollo de porosidad secundaria es un factor que facilita la generación de un sistema kárstico.

El sistema kárstico no se desarrolla exclusivamente en una litología, o en el límite entre litologías. Del mismo modo, las unidades de conglomerado calcáreo y caliza no presentan inclinación o plegamiento fuerte en la zona de estudio, como se denota en las secciones geológicas presentadas (Figuras 6.13 y 6.14). Esto permite descartar que la generación y evolución del sistema kárstico se sustenten en un tipo de porosidad inicial intergranular o por límite de estratos. Tomando en cuenta la Figura 4.5, la morfología del sistema kárstico en la zona de estudio puede asociarse a dos casos: 1) el sistema se desarrolló con un tipo de porosidad inicial de fracturas, y un tipo de recargas por dolinas, o 2) se desarrolló por un tipo de porosidad inicial de fracturas y tipo de recargas por flujo descendente. El presente caso podría ser una mezcla de ambos: esto permite relacionar la forma semi-elíptica y de bóveda presentada en la Cueva del Señor, la forma compleja y con un amplio número de ramificaciones en la cueva de la Laguna Prieta, y las formas de corredor individual y recto de las cuevas Nudabi y Chicolo, descritas en el capítulo 7 §1.

Los resultados que sustentan el punto 2 son:

Para el desarrollo de un sistema kárstico, la deformación generada por la Falla Tecamatlán debe corresponder a un régimen principalmente frágil. El análisis mediante mineralogía óptica de las láminas delgadas de rocas de falla (Figuras 6.18 y 6.19) permitió establecer que en la zona de falla hay poca recristalización, dominando la reducción del tamaño de grano y la generación de fracturas. El análisis de muestras conteniendo fósiles (pueden consultarse en el Apéndice §4) no deformados corroboran una deformación en estado frágil. Esto corresponde a las observaciones en campo que señalan estructuras de acortamiento ocurriendo en régimen frágil (Figuras 6.20 y 6.21), y a los datos estructurales (Figura 6.22),

que no señalan la existencia de plegamientos significativos. Estas características permitieron el desarrollo del sistema kárstico.

Los resultados que sustentan el punto 3 son:

Hay similitud entre los datos estructurales relacionados a la Falla Tecamatlán, la foliación del Complejo Oaxaqueño y la orientación de las cuevas Chicolo y Nudabi. Las fallas inversas principales mantienen una dirección aproximada NNE-SSW, la foliación del Complejo Oaxaqueño, en los puntos cercanos a la falla, mantienen una dirección aproximada N-S (Figura 6.22). Esto puede indicar que la foliación del Complejo Oaxaqueño fue un factor que propició la generación o desplazamiento de la Falla Tecamatlán; las fallas laterales asociadas a la Falla Tecamatlán ocurren en ángulos aproximadamente perpendiculares o en ángulos cercanos a los 30° . Las cuevas Nudabi y Chicolo son cuevas relativamente rectas, constituidas de corredores individuales, y mantienen una dirección cercana a 30° respecto a la Falla Tecamatlán; estas similitudes nos permiten asumir que estas cuevas, generadas en distintas litologías, tuvieron una evolución dominada por fallas laterales.

La posición estratigráfica del Conglomerado Tecamatlán, donde se desarrolla el sistema kárstico, permite inferir una edad del Paleógeno Temprano. Esta unidad queda subyacente por las unidades ígneas, relacionadas a la actividad de la SMS, que en la zona de estudio presentan edades desde el Oligoceno al Mioceno. La edad de la Falla Tecamatlán puede por tanto establecerse a finales del Eoceno o inicios del Oligoceno, ya que en ningún punto se observó que afectara a las unidades ígneas. La generación de fracturas debido al desplazamiento de la Falla Tecamatlán es el factor que permitió la existencia del sistema kárstico, por lo cual se puede asignar una edad máxima de su generación durante el Neógeno, hace 23 Ma. Este sistema puede, por supuesto ser más joven, y existe una alta probabilidad de que las diferentes cuevas del sistema se hayan generado en tiempos distintos.

9 Conclusiones y recomendaciones

La Falla Tecomatlán pertenece a un sistema de fallas inversas y cabalgaduras, denominado en este trabajo Sistema de Fallas y Cabalgaduras Tecomatlán, siendo el único sistema de cinemática inversa dentro de un contexto de fallas normales en la zona Tamazulapam-Nochixtlán. Presenta una orientación NNE-SSW, y una traza de falla de aproximadamente 15 km de longitud. La Falla Tecomatlán generó un escarpe que expone, en sus faldas, al Complejo Oaxaqueño, poniéndolo en contacto con el Conglomerado Tecomatlán, unidad que también se encuentra presente en la cima del escarpe. A esta unidad, por su posición estratigráfica, se le ha asignado en este estudio una edad del Paleógeno Temprano, mientras que a la Falla Tecomatlán se le asignó una edad de Eoceno-Oligoceno.

En el escarpe de la Falla Tecomatlán se desarrolla un sistema kárstico con estructuras exokársticas y endokársticas; para fines de este estudio, se les puso especial atención a las estructuras endokársticas, identificando un total de cinco cuevas, conocidas localmente como Cueva del Señor o de las Columnas, Cueva del Chicolo, Cueva de la Laguna Prieta, Cañada del Pinto y Cueva Nudabi (“Ojo de ciervo” en dialecto mixteca). De estas estructuras, tres se desarrollan en el Conglomerado Tecomatlán, y dos en la Caliza Teposcolula (Figura 7.1). La Cueva del Señor tiene una posición relativamente superficial, desarrollándose en el Conglomerado Tecomatlán, y en una zona relativamente plana. Presenta una bóveda en los primeros 13 metros aproximadamente, luego de los cuales no es posible una exploración a pie dentro de la cavidad; por estas características en esta cueva se realizó una exploración geofísica, empleando la técnica de refracción sísmica.

Los datos de refracción sísmica fueron adquiridos en dos transectos (A y B) con orientación 75-255 de azimut, y empleando dos geófonos (14 Hz y 4.5 Hz), obteniendo un total de cuatro tomografías sísmicas. La línea que nos permitió definir un mayor número de estructuras fue la línea A, y de manera general los geófonos de 4.5 Hz en ambas líneas tuvieron una mayor resolución dadas las características del terreno para definir la estructura.

Con la técnica de refracción sísmica fue posible detectar características de la cueva que fueron observadas en campo, como la bóveda, una pared que divide a la cavidad en dos secciones, y fracturas que van desde el techo de la cueva a la superficie; también permitió detectar estructuras, como una cavidad desarrollándose en un nivel superior, y la continuación de la cueva a la cual no se podía acceder a pie. Estas características, la morfología de las demás

cuevas y su alineación permiten comprobar la hipótesis planteada: la Falla Tecamatlán favoreció la generación y desarrollo del sistema kárstico, lo que además nos permite asignarle a este sistema una edad máxima del Neógeno, por ser posterior a la generación de la Falla Tecamatlán, a la cual se le asignó una edad del Eoceno-Oligoceno en este estudio.

El análisis mediante mineralogía óptica de las muestras permitió inferir procesos de deformación en estado frágil. Las muestras de unidades ígneas muestran, en general, procesos de despresurización, aunque no se puede determinar si dichos procesos están asociados a la actividad de la Falla Tecamatlán.

Los estudios geológicos y geofísicos pueden ampliar la comprensión del sistema de fallas y cabalgaduras en conjunto con datos estructurales extendidos al E de la Falla Tecamatlán. Los datos paleontológicos (ver Apéndice §5) fueron no concluyentes para asignar una edad precisa, pero un muestreo sistemático y detallado probablemente permita identificar fósiles índices de edad. Igualmente se recomienda un estudio estratigráfico con empleo de datos de datación de las unidades ígneas, el volcanoclástico, y el Conglomerado Yodondáa.

El contraste de propiedades reológicas entre el Complejo Oaxaqueño y el Conglomerado Tecamatlán es una característica favorable para la aplicación de métodos sísmicos de exploración. Los resultados podrían mejorar el entendimiento de la mecánica y estructura asociados a la Falla Tecamatlán.

En este estudio del sistema kárstico empleando refracción sísmica se obtuvieron resultados prometedores (ver Figuras 7.8 y 7.9 en el capítulo 7 §4). Se recomienda continuar la exploración de la zona, poniendo especial atención a la Cueva de la Laguna Prieta, por ser la cueva que presenta una mayor evolución. Se recomienda un arreglo sísmico tipo rejilla para reconstruir la cavidad en tres dimensiones. Los geófonos que se recomiendan, por haber obtenido los resultados de mayor resolución, son los geófonos de 4.5 Hz.

Los resultados de la presente tesis han demostrado el potencial de la zona de estudio, principalmente para el desarrollo de actividades geoturísticas, esto gracias a la variedad de estructuras geológicas presentes y su complejo paisaje kárstico. Es claro que para explotar la zona con este fin se requiere ampliar los estudios geológicos y geofísicos, así como destacar el potencial arqueológico y cultural de la zona. Se ha comprobado que dichos estudios pueden ser realizados con resultados conclusivos.

10 Apéndice

10.1 Clasificación de sistemas kársticos

Los sistemas kársticos pueden tener varias clasificaciones, y es común encontrar en literatura europea una clasificación que separa las estructuras kársticas en tres categorías principales de acuerdo con su desarrollo en profundidad: exokarst, endokarst, y criptokarst (Figura 10.1) (Bögli, 1980). Se denomina exokarst a las estructuras que se desarrollan en superficie, como lo son las dolinas; endokarst hace referencia al desarrollo de estructuras subterráneas; y criptokarst se refiere a las estructuras que se forman debajo de una unidad litológica permeable. El endokarst puede ser dividido a su vez en dos categorías: hiperkarst, generado por agua meteórica, e hipokarst, generado por agua juvenil (agua en los intersticios entre granos) (Ford y Williams, 2013).

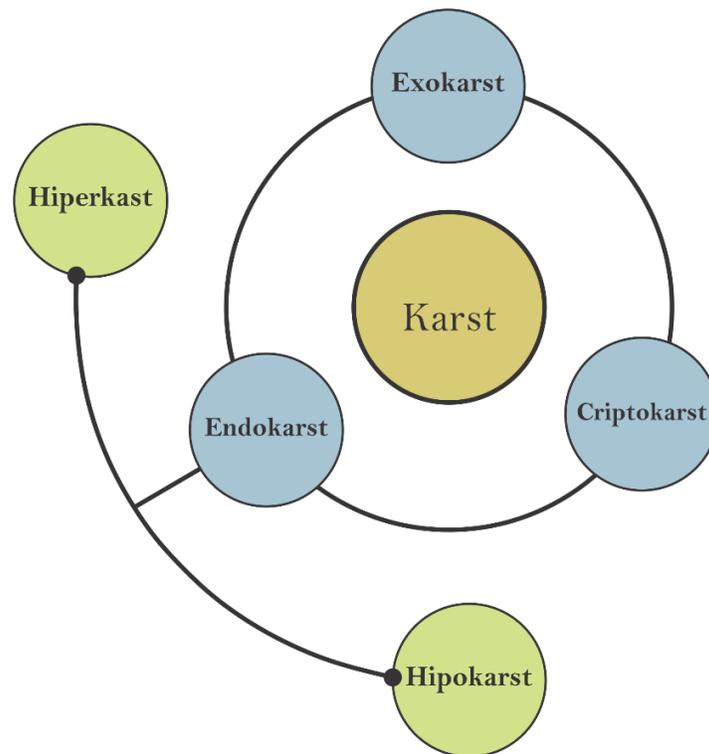


Figura 10.1. Clasificación del karst por zona de desarrollo en profundidad.

Dentro del exokarst una de las estructuras más representativas, y que ocurre en la mayoría de los sistemas kársticos, son las dolinas, que pueden clasificarse de acuerdo con su génesis de la siguiente manera: dolinas por disolución, dolinas por disolución y subsidencia, y dolinas de colapso (Bögli, 1980). Las dolinas por disolución se generan por el contacto de un suelo

con una roca caliza, disolviendo la roca mediante el ensanchamiento de los intersticios. Las dolinas por disolución y subsidencia están asociadas al endokarst, generándose un movimiento lento de subsidencia en las zonas donde se ha mantenido la disolución y remoción de material. Una dolina por colapso es similar en génesis a la dolina por disolución y subsidencia, pero el movimiento es rápido y abrupto. Las dolinas por colapso pueden además generar una apertura a un sistema kárstico, y representan un peligro si existiesen asentamientos encima del sistema pues, de seguir activo, seguirá ensanchándose hasta que el techo colapse (Bögli, 1980).

Los sistemas kársticos comprenden una amplia variedad de geoformas, superficiales o subterráneas. Es de gran importancia, sin embargo, ampliar el análisis de una en específico: los sistemas de cuevas, por ser tema central del presente estudio. La definición formal de una cueva, y empleada actualmente en el campo de la espeleología, es: abertura subterránea suficientemente grande para permitir la entrada a un ser humano (Ford y Williams, 2013). Las cuevas se pueden clasificar como: cueva aislada, protocueva, y sistema integrado de cuevas. Una cueva aislada constituye un hueco que no tiene entrada y salida de agua, aunque tiene el tamaño suficiente para permitir la entrada; una protocueva conecta una entrada y salida de agua, pero no ha desarrollado aún las dimensiones suficientes para ser considerada una cueva; y un sistema integrado de cuevas tiene una o varias entradas y salidas de agua, y se extiende continuamente en una roca kárstica. Muchas cuevas son en realidad segmentos de un sistema integrado de cuevas (Ford y Williams, 2013). A lo largo de este texto se referirá a este concepto simplemente como sistema de cuevas.

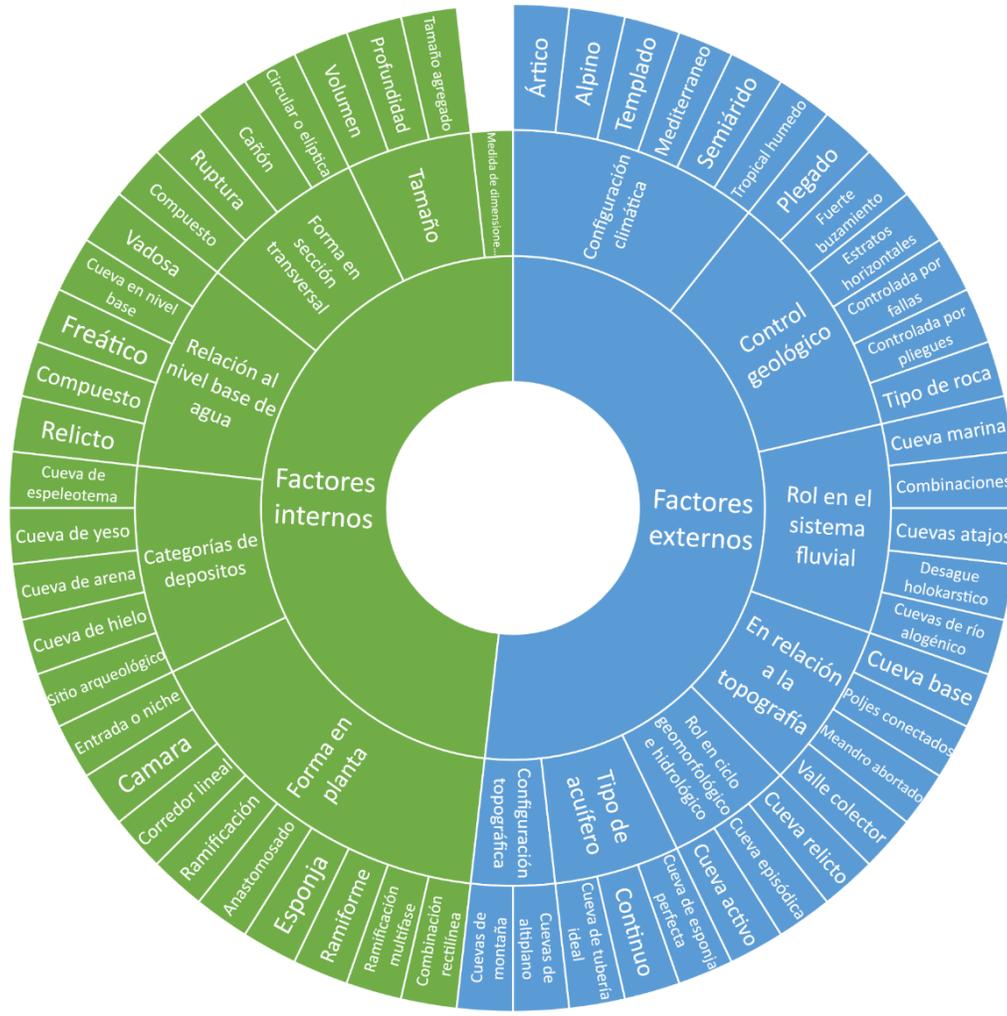


Figura 10.2. Clasificaciones comunes de cuevas, dividiendo por factores internos (color verde) y externos (color azul).

Las cuevas tienen una amplia variedad de morfologías, que pueden clasificarse por factores internos o externos (Figura 10.2) (Ford y Williams, 2007). Por facilidad, la mayoría de las cuevas se clasifican por su forma en planta (Figura 10.2, factores internos), que puede ser determinada mediante exploración; sin embargo, para comprender los procesos involucrados en su desarrollo, una cueva puede clasificarse por su control geológico (Figura 10.2, factores externos) (Ford y Williams, 2007).

10.2 Esfuerzo y tensor de esfuerzos

Cuando se observa una roca deformada en campo, no se está realmente observando el esfuerzo que fue aplicado en la roca, sino los efectos de este esfuerzo: el esfuerzo nunca se observa directamente al analizar una estructura geológica. Sin embargo, el entendimiento del

concepto de esfuerzo es fundamental para comprender la generación y el desarrollo de la deformación en una estructura geológica (Fossen, 2010).

Se puede comprender el concepto de esfuerzo al asumirlo como una combinación de una fuerza aplicada y el comportamiento de la superficie donde se está aplicando (Santamaría-Díaz, 2009). Para simplificar el caso, podemos suponer que la densidad del cuerpo es una constante, y escribir la 2ª Ley de Newton de la i -ésima componente de la fuerza como el producto de la densidad y la segunda derivada respecto al tiempo del i -ésimo componente del vector desplazamiento:

$$f_i(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2} \quad (10.1)$$

Para comprender mejor cual es la respuesta de la superficie sobre la cual la fuerza está actuando, se introduce el concepto de tracción:

Cuando una fuerza externa actúa sobre un cuerpo, internamente este cuerpo experimentara un reacomodo a nivel atómico, con el fin de llegar a un nuevo estado de equilibrio. Este reacomodo, sin embargo, no ocurre sin que el material oponga resistencia al movimiento, pues dentro del cuerpo ya existen fuerzas actuando (intermoleculares, intramoleculares e interatómicas), que dependen del material (Fossen, 2010). Esta resistencia interna se denomina fuerzas internas, y para comprenderlas se puede comenzar por plantear la acción de estas fuerzas internas en un plano, ya sea real o imaginario, dentro del cuerpo (Chaves, 2013; Fossen, 2010; Ragan, 2009) (Figura 10.3).

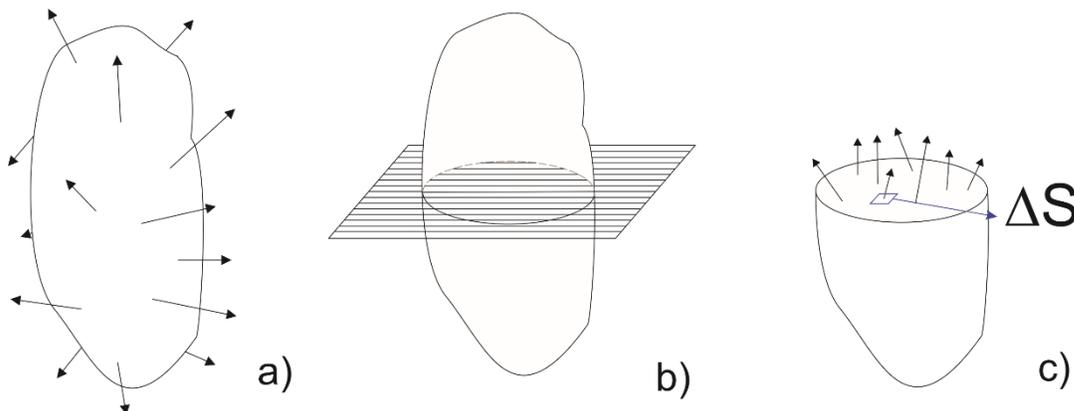


Figura 10.3. Ejemplo de la aplicación de fuerzas externas sobre un cuerpo no esférico. A) Las fuerzas externas aplicadas sobre el cuerpo difieren en dirección y magnitud; b) se supone un plano, ya sea real o imaginario, que corte al cuerpo, de manera que se pueda evaluar el efecto de las fuerzas externas sobre la superficie de intersección entre el plano y el cuerpo; c) las fuerzas que actúan sobre el plano difieren en dirección y magnitud, delimitadas en un elemento de volumen con superficie ΔS . Modificado de Ragan (2009, p. 199).

Se considera un cuerpo no esférico (Figura 10.3 a), sobre el cual actúa un campo de fuerzas, de tal manera que los vectores de fuerza difieren tanto en dirección como en magnitud. A partir de esto se plantea un plano, ya sea real o imaginario, que interseque al cuerpo: la intersección del plano y el cuerpo crea una superficie sobre la cual actúan fuerzas internas (Figura 10.3 b) (Ragan, 2009). Cada vector de fuerza sobre esta superficie, al igual que aquellos actuando en el exterior del cuerpo, difieren en dirección y magnitud. Lo que se quiere conocer es la fuerza que actúa por unidad de superficie, así que se considera un elemento de esa superficie, suficientemente pequeño para que la diferencia de fuerzas dentro de este elemento de la superficie tienda a ser constante (ΔS , Figura 10.3 c), lo que se puede expresar con la Ecuación 10.2:

$$\mathbf{T} = \lim_{\Delta S \rightarrow 0} \frac{\Delta \mathbf{F}}{\Delta S} = \frac{d\mathbf{F}}{dS} \quad (10.2)$$

Este límite se denomina tracción, y tiene unidades de fuerza por unidad de superficie, siendo típicamente empleado el pascal ($\text{Pa} = \text{N}/\text{m}^2$), o el megapascal ($1 \text{ MPa} = 10^6 \text{ Pa}$) para aplicaciones en la geología o en la ingeniería (Ragan, 2009). La tracción es un vector cuya dirección es la dirección de la fuerza; pero para evaluar el efecto de las fuerzas internas sobre una superficie, resulta más conveniente expresar el vector tracción (\mathbf{T}) respecto al plano planteado. El plano tiene un vector normal a la superficie $\hat{\mathbf{n}}$, cuya orientación respecto al plano determina, por decisión del observador, hacia donde será positivo y negativo. Si el cuerpo está en equilibrio, en dirección $-\hat{\mathbf{n}}$ existe un vector tracción $-\mathbf{T}$ igual en magnitud y opuesto en dirección. Puede darse el caso en que la dirección de \mathbf{T} y $\hat{\mathbf{n}}$ sean iguales, pero en la mayoría de los casos estas direcciones difieren, de manera que se puede descomponer a \mathbf{T} en dos componentes: uno normal al plano, y otro tangencial a él (Figura 10.4) (Ragan, 2009).

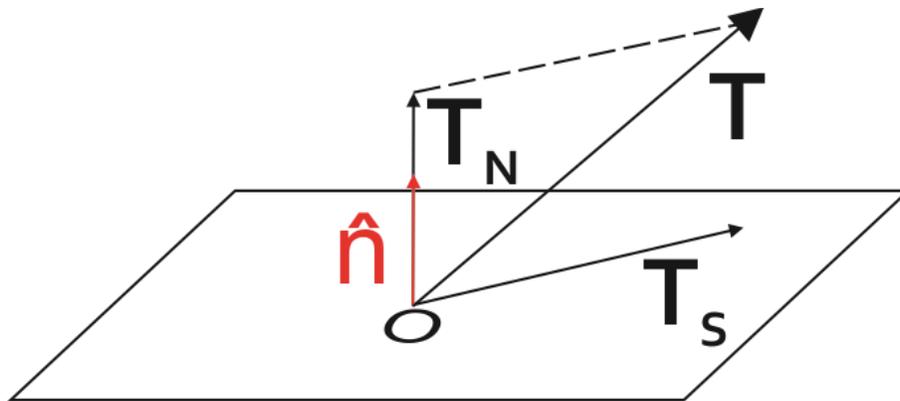


Figura 10.4. Vector tracción (\mathbf{T}) separado en componentes \mathbf{T}_N y \mathbf{T}_S que dependen de la dirección del vector normal al plano.

En la Figura 10.4 se expresa que la suma vectorial de \mathbf{T}_N y \mathbf{T}_s dan como resultado a \mathbf{T} . Al vector \mathbf{T}_N se le refiere usualmente como *esfuerzo normal* (σ), y al vector \mathbf{T}_s se le refiere usualmente como *esfuerzo de cizalla* o simplemente *cizalla* (τ) (Fossen, 2010). Por Convención de Mohr, si el vector σ está apuntando en dirección de $\hat{\mathbf{n}}$ se dice que el esfuerzo es de tensión, y si está en dirección de $-\hat{\mathbf{n}}$ el esfuerzo es compresivo. Esta convención se seguirá también en este trabajo, aunque se debe enfatizar que aunque el campo de esfuerzos sea compresivo, es posible tener estructuras de deformación tanto de tensión como de compresión (Rowland et al., 2007).

Para representar la dirección de la tracción se considera el elemento de volumen con superficie ΔS (Figura 10.3 c). Al definir un plano que contenga el vector $\hat{\mathbf{n}}$ y al vector \mathbf{T} , se obtiene un plano ortonormal a la superficie ΔS ; al definir un plano ortonormal estas superficies se obtiene un plano que contiene a los vectores $\hat{\mathbf{n}}$ y \mathbf{T}_s (Chaves, 2013). El conjunto de estos tres planos, que podemos renombrar dx , dy y dz (Figura 10.5), forma un espacio euclídeo en tres dimensiones, con el cual se establece un sistema de coordenadas $(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$ con el vector normal a cada plano. Al considerar los vectores $-\hat{\mathbf{n}}$ para dx , dy y dz se pueden establecer las 6 caras del elemento de volumen delimitado (Figura 10.5). El esfuerzo en este elemento de volumen es el conjunto de la tracción en las 6 caras; la tracción en cada cara puede expresarse mediante el sistema de coordenadas $(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$ establecido, dando un total de 18 componentes del esfuerzo. Al considerar un cuerpo en equilibrio, los vectores $-\mathbf{T}$ mantienen igual magnitud respecto a los vectores \mathbf{T} , lo que implica que el esfuerzo es simétrico, es decir, solo tiene 9 componentes independientes, y se puede reducir el número de componentes considerados a estos 9 (Chaves, 2013; Fossen, 2010).

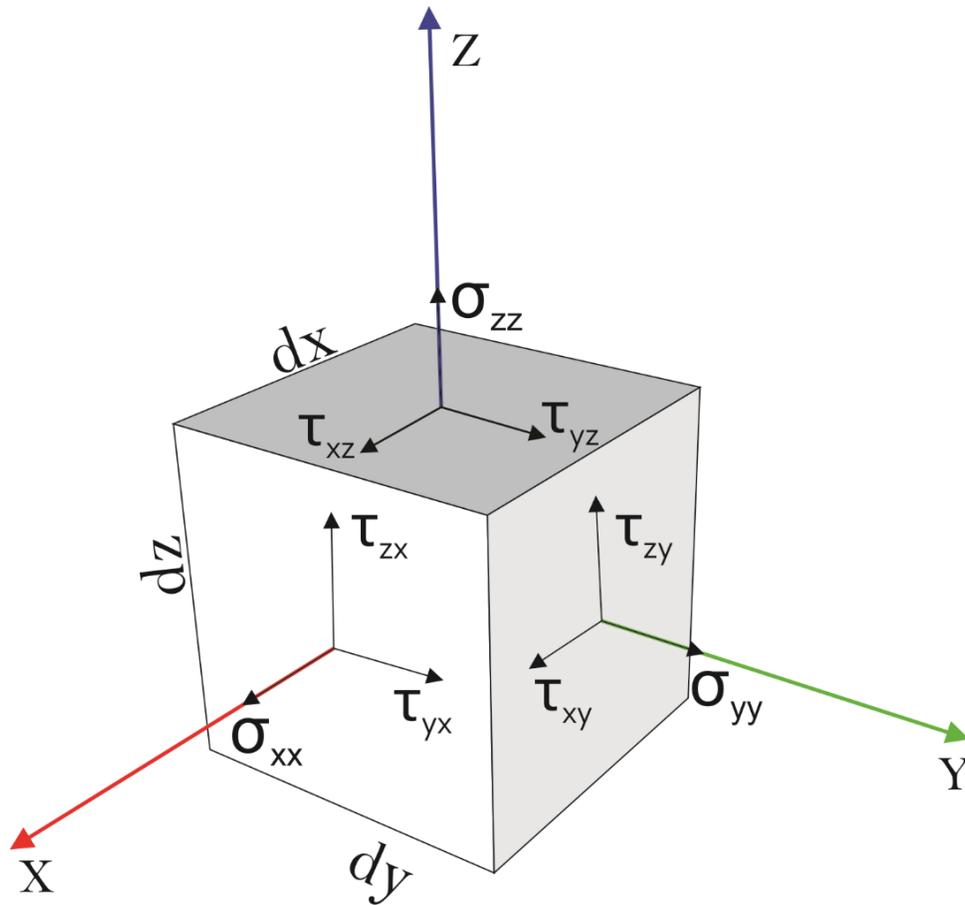


Figura 10.5. Componentes de esfuerzo expresados en un elemento de volumen dx , dy , y dz .

En la Figura 10.4 la tracción en una superficie queda expresada como la suma de dos vectores \mathbf{T}_N y \mathbf{T}_s , pero en la Figura 10.5 el esfuerzo en cada superficie se puede descomponer en tres vectores, uno normal representado por $\boldsymbol{\sigma}$ y dos de cizalla representados por $\boldsymbol{\tau}$. Los vectores están expresados con dos subíndices para indicar tanto la dirección del vector como la cara del cubo en la que actúa la tracción. Esto permite un total de 9 elementos, donde los elementos donde ambos subíndices coinciden representan al esfuerzo normal (Ragan, 2009; Rowland et al., 2007), y los no coincidentes representan a la cizalla. El conjunto de estos elementos define al tensor denominado tensor de esfuerzos. En la matriz que representa al tensor, cada columna contiene la tracción realizada sobre una cara y cada fila contiene los vectores que actúan en la misma dirección (Ragan, 2009).

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}$$

Dado que los elementos de la diagonal tienen subíndices coincidentes, también es habitual encontrarlos escritos como σ_1 , σ_2 y σ_3 . En geología, la asignación de los ejes no puede realizarse al azar, sino que se debe asignar de acuerdo con la dirección del esfuerzo principal máximo, que debe corresponder al elemento del tensor de esfuerzos σ_1 . Los elementos σ_2 y σ_3 deben corresponder al esfuerzo principal intermedio y al esfuerzo principal mínimo respectivamente (Fossen, 2010; Rowland et al., 2007). Al determinar la dirección de los esfuerzos principales, lo más conveniente es rotar los ejes del tensor de esfuerzos para que coincidan con la dirección de los esfuerzos principales, de manera que los esfuerzos se apliquen en la dirección normal a las caras del elemento de volumen (Ragan, 2009), lo que simplifica el tensor a la forma:

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}$$

10.3 Deformación

Se ha estado discutiendo que la deformación presente en una roca es el resultado de un esfuerzo ocurriendo en ella, y ahora que se tiene una forma simple de representar el esfuerzo se puede comenzar con el análisis de la deformación que dicho esfuerzo puede generar. Recuérdese que, por Convención de Mohr, los esfuerzos compresivos son positivos, y los esfuerzos de tensión son negativos, pues se estarán mencionando esfuerzos positivos y negativos (Fossen, 2010).

El término “deformación” es empleado en muchas ramas de la ciencia, y aunque en cada una se emplea de un modo diferente, en todas implica cambio respecto a la estructura original (Rowland et al., 2007). En la geología esto también implica el conocimiento de la estructura original para poder reconocer el desplazamiento, rotación o distorsión que afectaron a la estructura original; dichos movimientos pueden darse de manera individual o en conjunto. En análisis de estos movimientos puede realizarse ya sea considerando el campo de desplazamientos o la ruta de las partículas (Figura 10.6) (Fossen, 2010; Ragan, 2009; Rowland et al., 2007).

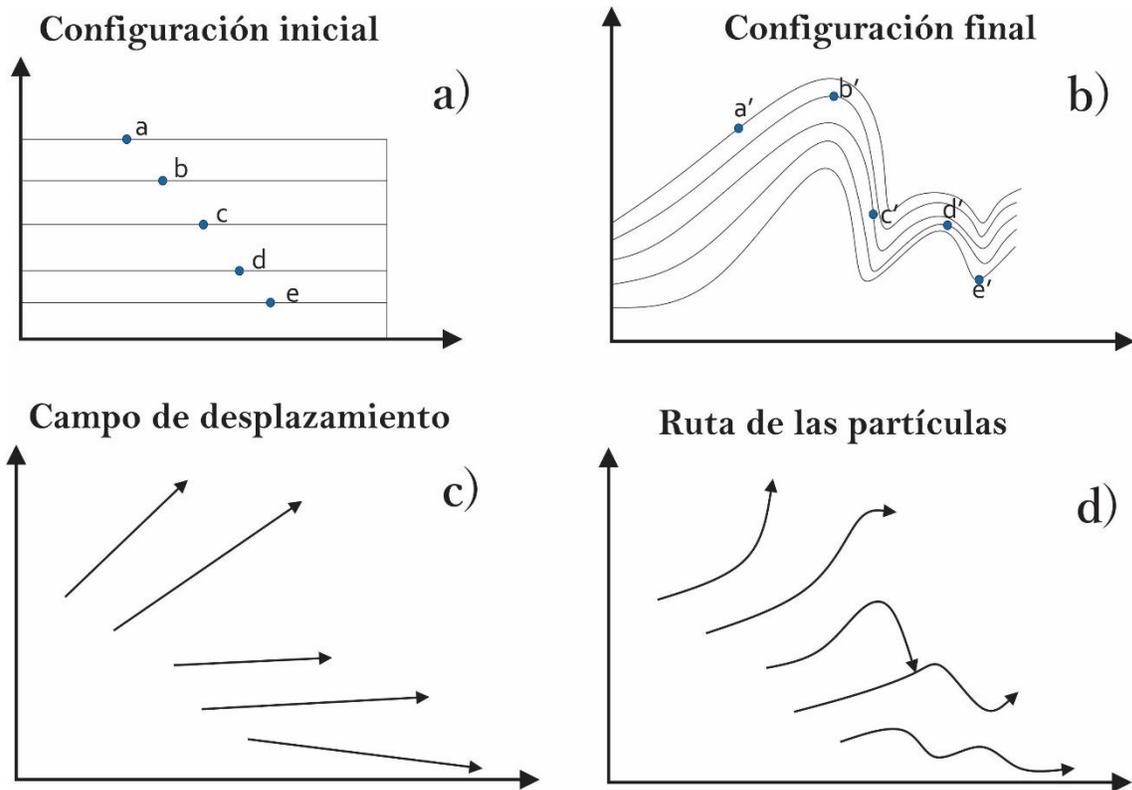


Figura 10.6. Seguimiento de puntos en una configuración inicial (a) a una configuración final (b) mediante el análisis del campo de desplazamiento (c) y la ruta de las partículas (d). Modificado de Fossen (2010, p. 22).

Cuando se analiza la deformación en términos del campo de desplazamientos se debe considerar una configuración inicial donde se colocan una serie de puntos, cuya posición sea fácilmente reconocible en la configuración final, y se establecen los vectores que van de los puntos [a,b,c,d,e] a [a',b',c',d',e'] (Figura 10.6 a y b). Dichos vectores no reflejan realmente como se movió la partícula, solo considera la posición final y la posición inicial (Figura 10.6 c). En cambio, se podría realizar el análisis teniendo en cuenta la ruta que las partículas tuvieron, como puede verse en la Figura 10.6 d; esto tiene como complicación principal que, de manera usual, en la naturaleza solo se llega a ver la configuración final y no se conoce realmente el recorrido (Fossen, 2010).

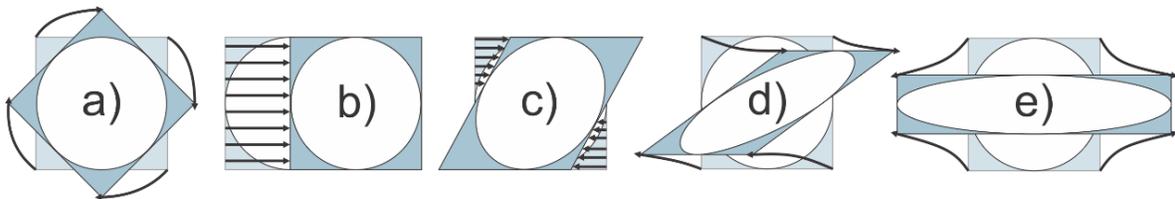


Figura 10.7. Componentes de la deformación: a) rotación, b) traslación, c) cizalla simple, d) cizalla subsimple, e) cizalla pura. Modificado de Fossen (2010, p. 22).

La deformación es típicamente separada en componentes, y usualmente esta separación se realiza clasificando a los componentes en dos categorías: deformación del cuerpo rígido (traslación y rotación) (Figura 10.7 a y b) y deformación plástica (cambios en forma y volumen) (Figura 10.7 c, d y e) (Fossen, 2010). En la realidad la deformación suele ser heterogénea, y sus componentes no actúan igual, ya sea en dirección o magnitud, en todos los puntos del cuerpo deformado. Por ello antes de separar las componentes es necesario tomar una parte del cuerpo en la cual la deformación pueda ser considerada homogénea, y al evaluar estos vectores en conjunto es posible obtener una idea concreta de la deformación general. La deformación se considera homogénea cuando las propiedades geométricas del medio han sido alteradas de manera simétrica (Figura 10.7 a, b y e) (Ragan, 2009).

10.4 Fundamentos de los métodos sísmicos

Dentro de la geofísica de exploración, los métodos sísmicos son los más directos y los que de manera más precisa pueden proporcionar resultados del terreno donde se apliquen, además de tener gran penetración (Grant, 1965). Con los métodos sísmicos se definen anomalías relacionadas con las propiedades elásticas de la roca, principalmente la densidad, y mediante el procesamiento y análisis se pueden interpretar sus atributos. En los inicios de la técnica, se empleaba para encontrar petróleo gracias al alto contraste de propiedades elásticas entre el petróleo y las rocas que lo contienen, pero que actualmente tienen un amplio rango de usos, entre los cuales se encuentran los sistemas kársticos, especialmente entorno a la caracterización de acuíferos (Telford et al., 1990), como se menciona en la Tabla 4.1.

Un cuerpo sólido puede presentar varios tipos de deformación, como se ha visto hasta el momento, pero en el caso de la deformación elástica, su presencia es típicamente vista en caso de eventos rápidos (orden de segundos), como lo son las fuentes sísmicas. Las rocas poseen propiedades elásticas, ya que son cuerpos sólidos y continuos; estas propiedades determinan la propagación de ondas por un cuerpo elástico (Lowrie, 2007; Reynolds, 1997; Telford et al., 1990).

La Ley de Hooke mostrada en la Ecuación 4.4 es para el caso particular de la deformación en un sólo eje de un material isotrópico, y se le denomina de comportamiento idealmente elástico. Para deformación en tres ejes bajo fuerzas de cuerpo (internas) y de tracción (en la superficie) se puede expresar la Ecuación 4.4 como un tensor (Ecuación 10.3):

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl}\epsilon_{kl} \quad (10.3)$$

La Ecuación 10.3 es la Ecuación constitutiva para el esfuerzo o Ley de Hooke generalizada (Chaves, 2013), donde C_{ijkl} se denomina el tensor de elasticidades. El tensor de elasticidades tiene un total de 81 componentes, de los cuales solo 21 son componentes independientes debido a la simetría del tensor. Si delimitamos a un caso donde el material es isotrópico, entonces el tensor de elasticidades puede reducirse a dos componentes independientes, que se denominan las constantes de Lamé (λ y μ) (Stein y Wyssession, 2003), y permiten reescribir la Ecuación 10.3 en términos de estas (Ecuación 10.4):

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (10.4)$$

La Ecuación 10.4 es la ecuación de la Ley de Hooke generalizada para materiales isotrópicos linealmente elásticos (Chaves, 2013), donde δ_{ij} es la delta de Kronecker y ε_{kk} es la dilatación del cuerpo. Se puede establecer la relación entre el Módulo de Young, las constantes de Lamé, y el Coeficiente de Poisson mediante las ecuaciones 10.5, 10.6 y 10.7:

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{(\lambda + \mu)} \quad (10.5)$$

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (10.6)$$

$$\lambda = \frac{E\nu}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} \quad (10.7)$$

Estas ecuaciones representan el comportamiento de un cuerpo elástico ante una deformación. La energía que genera la deformación elástica viaja en forma de ondas sísmicas, cuya velocidad se puede asociar con el Módulo de Young y la densidad del medio por el cual atraviesan. Las ondas sísmicas pueden dividirse en dos tipos principales: ondas de cuerpo y ondas de superficie (Reynolds, 1997). Las ondas de cuerpo a su vez se dividen en ondas compresivas y ondas de corte, mientras que las ondas de superficie se dividen en ondas Rayleigh y ondas Love.

Hasta el momento se ha desarrollado un análisis con un cuerpo estático, pero se puede ampliar a cuerpos en movimiento. Un cuerpo puede experimentar tanto fuerzas de cuerpo como fuerzas de superficie. Si estas fuerzas no están en equilibrio, el cuerpo experimenta un cambio en su estado de reposo o movimiento, que puede describirse mediante su momento lineal, empleando la Ecuación 10.8:

$$\mathbf{L} = \int_B \mathbf{v} dm = \int_V \rho \mathbf{v} dV \quad \left[\frac{kg*m}{s} \right] \quad (10.8)$$

Donde L es el momento lineal, v es el campo de velocidades actuando sobre un cuerpo B de masa m y volumen V . Aplicando la Ley de conservación del momento y el Teorema de Gauss (Chaves, 2013), se puede obtener la Ecuación 10.9:

$$\int_V (\sigma_{ij,j} + b_i - \rho \dot{v}_i) dV = 0 \quad \left[\frac{kg * m}{s^2} \right] \quad (10.9)$$

La Ecuación 10.9 aplica en todo el volumen, pero al igual que con el termino de tracción se puede realizar el análisis sobre un punto específico. En caso de un punto la Ecuación 10.9 también sería válida, y se obtendría la Ecuación 10.10:

$$\sigma_{ij,j} + b_i - \rho \dot{v}_i = 0 \quad \left[\frac{kg}{s^2 m^2} = \frac{N}{m^3} = \frac{Pa}{m} \right] \quad (10.10)$$

Donde la fuerza que experimenta un punto ($\rho \dot{v}_i$ considerando un volumen unitario) es el resultado de la suma de las fuerzas de cuerpo (b_i) y de superficie ($\sigma_{ij,j}$) (Chaves, 2013; Stein y Wyssession, 2003; Telford *et al.*, 1990). Esta ecuación se denomina ecuación de movimiento. El momento lineal es resultado del efecto combinado de las fuerzas de cuerpo y de superficie; si estas fuerzas estuvieran en equilibrio, no habría movimiento y la aceleración del cuerpo sería nula. En este caso se puede expresar la ecuación de movimiento con la Ecuación 10.11:

$$\sigma_{ij,j} + b_i = 0 \quad (10.11)$$

Se puede ahora considerar un segundo caso donde las fuerzas de cuerpo son nulas, a la que se denomina ecuación de movimiento homogéneo. Esto se representa en la Ecuación 10.12, una ecuación con especial inherencia en la parte sísmica ya que describe la propagación de las ondas sísmicas en todas direcciones excepto en la zona de la fuente:

$$\sigma_{ij,j} - \rho \dot{v}_i = 0 \quad (10.12)$$

Para expresar la ecuación de movimiento en términos de los desplazamientos se puede reescribir el primer término de la Ecuación 10.12 empleando la Ley de Hooke generalizada para materiales isotrópicos linealmente elásticos (Ecuación 10.4) y expresar la dilatación mediante la Ecuación 10.13 para obtener el conjunto de ecuaciones 10.14 para el movimiento en tres ejes cartesianos.

$$\varepsilon_{kk} = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = \nabla \cdot u \quad (10.13)$$

$$\left. \begin{aligned} (\lambda + \mu) \frac{\partial u_x}{\partial x} + \mu \nabla^2(u_x) &= \rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} \\ (\lambda + \mu) \frac{\partial u_y}{\partial y} + \mu \nabla^2(u_y) &= \rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} \\ (\lambda + \mu) \frac{\partial u_z}{\partial z} + \mu \nabla^2(u_z) &= \rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} \end{aligned} \right\} \quad (10.14)$$

Las tres ecuaciones pueden combinarse aplicando la definición del Laplaciano para obtener la Ecuación 4.18:

$$(\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot u(x, t)) + \mu \nabla^2 u(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u(x, t)}{\partial t^2} \quad (10.15)$$

Esta es la ecuación de movimiento para un material elástico e isotrópico en términos del desplazamiento. El término u representa un campo vectorial que puede reescribirse empleando la descomposición de Helmholtz como la suma de un campo vectorial irrotacional y un campo vectorial solenoidal (Stein y Wysession, 2003), como se expresa en la Ecuación 10.16:

$$u = \nabla \phi + \nabla \times \gamma \quad (10.16)$$

Donde ϕ y γ son un potencial escalar y un potencial vectorial respectivamente, ambos dependientes de la posición y el tiempo (Stein y Wysession, 2003). Sustituyendo la Ecuación 10.16 en la Ecuación 10.15, aplicando las siguientes propiedades:

$$\left. \begin{aligned} \nabla^2 f &= \nabla(\nabla \cdot f) - \nabla \times (\nabla \times f) \\ \nabla \times (\nabla f) &= 0 \\ \nabla \cdot (\nabla \times f) &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (10.17)$$

Y reordenando se obtiene la Ecuación 10.18:

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \phi - \rho \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right] = -\nabla \times \left[\mu \nabla^2 \gamma - \rho \frac{\partial^2 \gamma}{\partial t^2} \right] \quad (10.18)$$

Una forma para resolver la Ecuación 10.18 involucra hacer cero los términos dentro de los corchetes, obteniendo el conjunto de ecuaciones 10.19 y 10.20:

$$\nabla^2 \phi = \frac{\rho}{(\lambda + 2\mu)} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad (10.19)$$

$$\nabla^2 \gamma = \frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 \gamma}{\partial t^2} \quad (10.20)$$

Las ecuaciones 10.19 y 10.20 corresponden a la onda P y S respectivamente, y tienen la forma de una Ecuación de onda, pero no la satisfacen completamente en la forma actual. Para esto definimos los términos α (Ecuación 10.21) y β (Ecuación 10.22), que corresponden a la velocidad de la onda en las ecuaciones 10.19 y 10.20 respectivamente.

$$\alpha = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}} \quad (10.21)$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (10.22)$$

Se puede visualizar la propagación de las ondas de cuerpo de dos maneras: mediante los frentes de onda o mediante los rayos (un rayo de onda es el vector perpendicular al frente de onda). Al visualizar los frentes de onda se pueden distinguir dos comportamientos: propagación de una onda esférica y la propagación de una onda plana. Cerca de la fuente de generación de la onda la propagación de onda esférica es la mejor manera de describir la propagación, pero conforme se aleja se puede representar como una onda plana de manera local (Figura 10.8). Para la refracción sísmica se considera que las ondas se están propagando como ondas planas.

La Ecuación 10.19 describe como el potencial escalar se propaga en tres dimensiones, y consideramos que se está propagando como una onda plana. Al resolver la Ecuación 10.19 como una onda armónica plana, el gradiente del desplazamiento resulta 0 en todas las direcciones excepto en la dirección de propagación de la onda, y en esta dirección la dilatación de la onda es un valor distinto de cero. Esto tiene dos implicaciones: la dirección de propagación es la misma que la dirección del desplazamiento, y por este desplazamiento el cuerpo se contrae y expande. Para visualizar este comportamiento en el medio, se puede pensar en una serie de capas unidas mediante el rayo de onda. Antes de la deformación el rayo de onda está en el centro de las capas, y estas mantienen distancias iguales entre sí. La onda P generaría un cambio en la distancia entre capas, acercándolas y alejándolas de manera armónica; no cambiaría la posición de las capas respecto a los ejes y o z , de tal manera que el rayo se mantendría en su centro (Figura 10.9 c).

La Ecuación 10.20 describe como el potencial vectorial se propaga en tres dimensiones. Se puede resolver como una onda armónica plana, donde el gradiente de desplazamiento resulta

0 en la dirección de propagación y es no nulo en las demás direcciones. Esto implica que los desplazamientos se dan solo en direcciones perpendiculares a la dirección de propagación de la onda. También presenta una dilatación de cero, implicando que no genera un cambio de volumen. Este comportamiento se puede visualizar con el mismo ejemplo empleado en la onda P. La onda S se polariza en dos ondas, ambas con el mismo comportamiento, pero actuando sobre diferentes ejes, perpendicular una a la otra. Por conveniencia se escoge la dirección de los ejes cartesianos concordantes a estas ondas (Figura 10.9 a). La onda que genera un desplazamiento en el eje z se denomina SV (Figura 10.9 b), y la onda que genera un desplazamiento en el eje y se denomina SH. En este sistema la onda que genera desplazamientos en el eje x es la onda P (Figura 10.9 a), y este eje coincide con la dirección de propagación (Grant, 1966; Lowrie, 2007; Reynolds, 1997; Stein y Wysession, 2003).

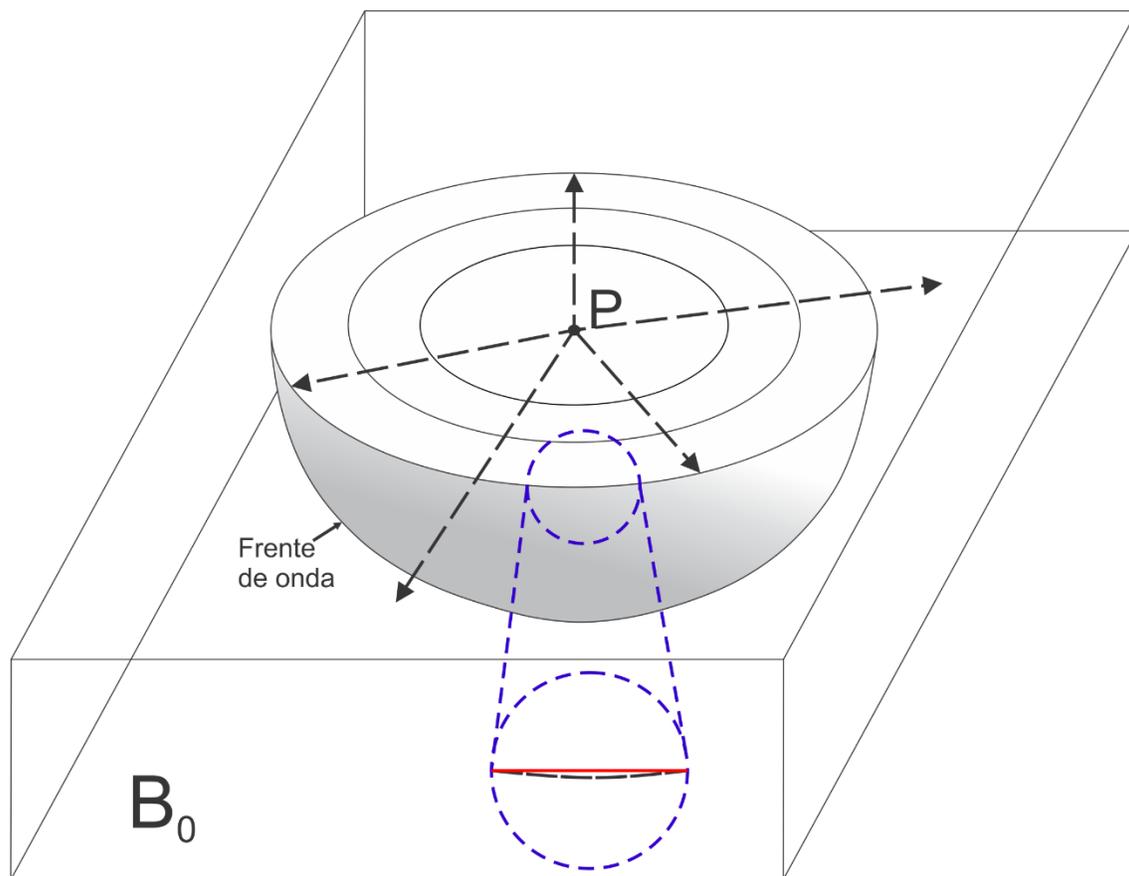


Figura 10.8. Propagación de ondas de cuerpo a partir de un punto de generación P dentro de un cuerpo B_0 . Las líneas negras punteadas indican el rayo de onda. Las líneas azules punteadas amplifican una sección de la propagación de ondas donde, de manera local, puede ser considerada plana. Modificado de Lowrie (2007).

Al observar las ecuaciones 10.21 y 10.22 se puede observar que las ondas compresionales viajan a una mayor velocidad que las ondas de corte, siendo ambas dependientes del módulo de rigidez y la densidad del medio por el que se propagan. Las ondas compresionales y ondas de corte son denominadas P y S respectivamente, y están asociadas a los esfuerzos normales y esfuerzos cortantes respectivamente. En el caso de las ondas S al observar la Ecuación 10.22 se infiere que su velocidad en un fluido ($\mu = 0$) es nula, es decir, no se propagan en fluidos. Las ondas P, dado que dependen de las dos constantes de Lamé, pueden propagarse en fluidos (Grant, 1966; Stein y Wysession, 2003).

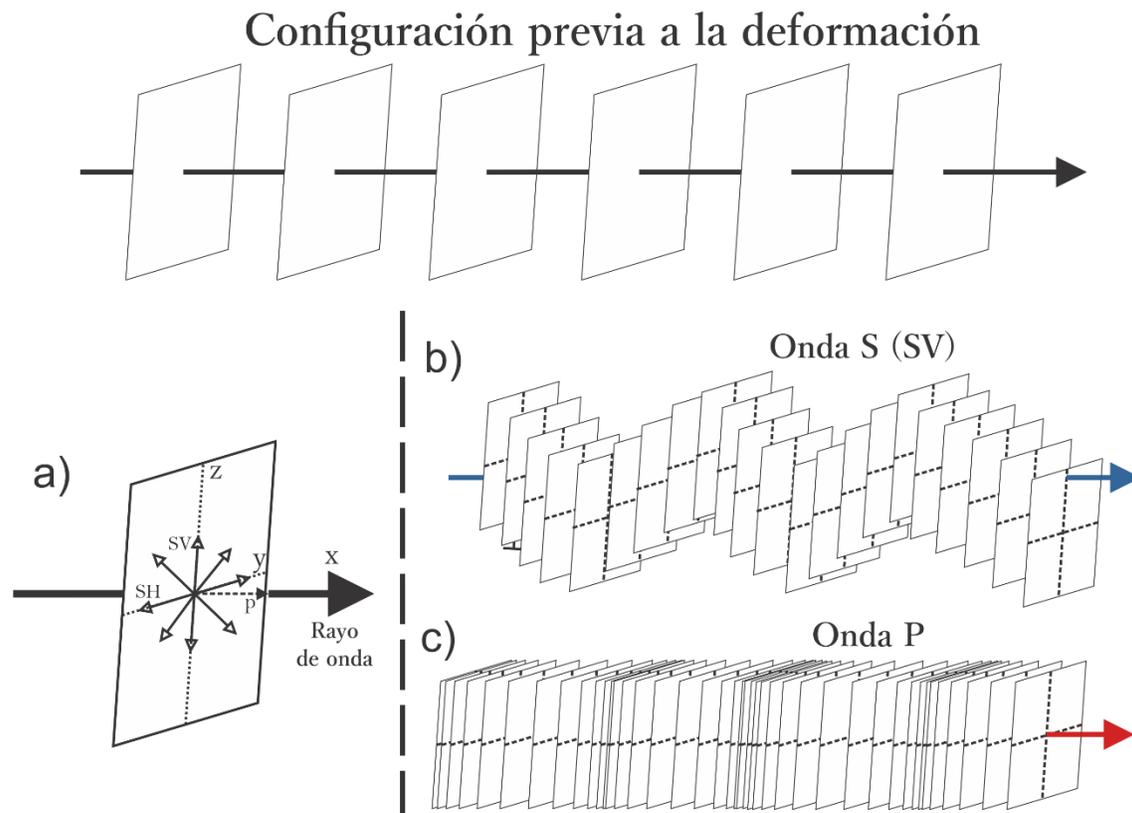


Figura 10.9. Deformación elástica asociada a las ondas P y S.

La Figura 10.9 considera la propagación en un medio continuo y homogéneo, pero también se puede hacer un análisis en un medio que posea dos o más capas con diferentes propiedades elásticas: dicho análisis es fundamental para el método de refracción sísmica. Cualquier fuerza aplicada en una dirección, por 3ª Ley de Newton debería continuar propagándose incluso en una frontera entre medios. De la misma forma, los desplazamientos y esfuerzos deben ser continuos en la interface (Grant, 1965). La Figura 10.9 ejemplifica los efectos de la propagación empleando una serie de capas, bajo la premisa de que todas las capas tienen

iguales propiedades elásticas, pero puede ocurrir que una capa tenga diferentes propiedades respecto a la anterior.

Para entender esto se comienza por enunciar el Principio de Huygens: cada punto en un frente de onda se comporta como una fuente de ondas secundarias. Las ondas secundarias se propagan en la misma dirección que la onda primaria, con la misma velocidad y frecuencia. Luego de un tiempo Δt la onda primaria envuelve a las ondas secundarias ya que ambas ondas tienen la misma velocidad (Figura 10.10).

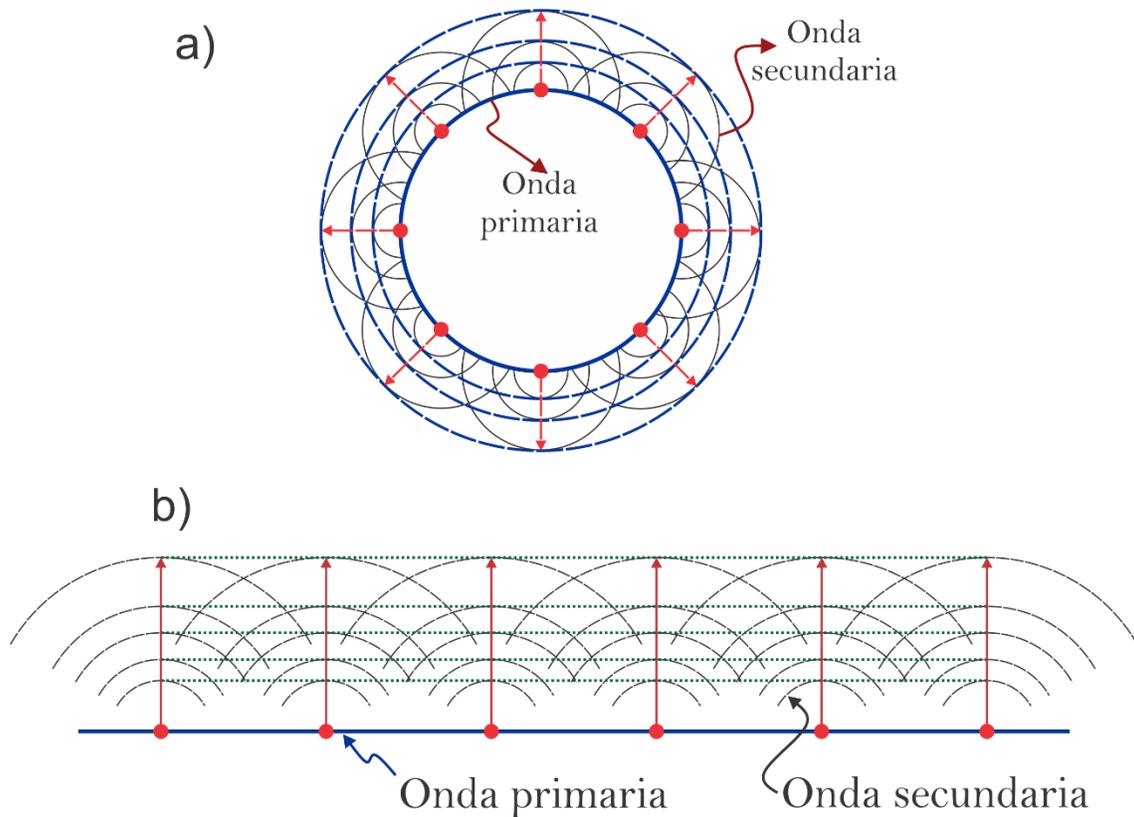


Figura 10.10. Principio de Huygens en una onda a) esférica y b) plana. Las ondas secundarias se generan en los puntos arbitrarios (puntos rojos) en la onda primaria (línea azul sólida). Las líneas punteadas representan el frente de onda luego de un tiempo Δt .

Se puede comprender la relación entre una onda incidente, reflejada y refractada si se imagina un frente de ondas incidiendo oblicuamente en una frontera horizontal y recta entre dos cuerpos perfectamente elásticos (Figura 10.11). Por Principio de Huygens, el punto de contacto entre el rayo de onda y la frontera se puede considerar como un frente de ondas secundarias que se propagan de manera esférica (Figura 10.10 b). La diferencia en propiedades elásticas de las dos capas provocan que las ondas se reflejen y transmitan; al

transmitirse esfuerzos tanto compresivos como de cizalla se generan ondas P y S (Grant, 1965). Al pasar de una capa con velocidades α_1 y β_1 para ondas P y S respectivamente a una capa con velocidades α_2 y β_2 se provoca que la onda se refracte con un ángulo distinto al de incidencia, que puede ser menor o mayor dependiendo de la diferencia de velocidades entre las capas. Por la Ley de Reflexión, el ángulo con el que una onda P incide y se refleja es el mismo, pero en la interfase se genera una nueva onda S que es reflejada con un ángulo menor respecto a la onda P (medido desde la normal a la interfase) debido a que $\alpha_1 > \beta_1$. Independientemente de cual onda incida, una onda P y una onda S son reflejadas y refractadas (Grant, 1965; Reynolds, 1997).

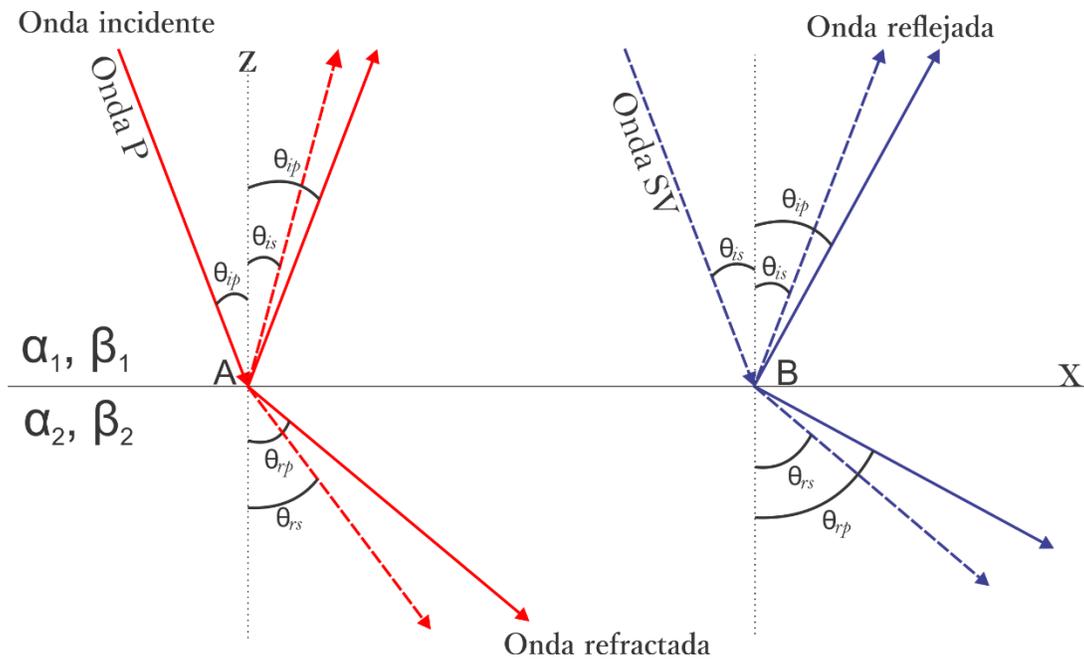


Figura 10.11. Ondas incidente, reflejada y refractada para una onda P (línea roja sólida) y una onda SV (línea azul segmentada), al pasar de un medio con velocidades α_1 y β_1 , para las ondas P y SV respectivamente, a un medio con velocidades α_2 y β_2 .

Se puede conocer la dirección de las ondas empleando la Ley de Snell: el número de onda aparente en una dirección paralela a la frontera entre medios elásticos es igual para todas las ondas (Ecuación 10.23):

$$k_{\alpha_1} l_{\alpha_1} = k_{\beta_1} l_{\beta_1} = k_{\alpha_2} l_{\alpha_2} = k_{\beta_2} l_{\beta_2} \quad (10.23)$$

A partir de la Ecuación 10.23 y empleando la definición de la velocidad aparente para los números de onda se puede obtener la Ley de Snell (Ecuación 10.24):

$$\frac{\text{sen}(\theta_{ip})}{\alpha_1} = \frac{\text{sen}(\theta_{rp})}{\alpha_2} = \frac{\text{sen}(\theta_{is})}{\beta_1} = \frac{\text{sen}(\theta_{rs})}{\beta_2} \quad (10.24)$$

De la Ecuación 10.24 se puede derivar una forma reducida (Ecuación 10.25):

$$\frac{\text{sen}(\theta_i)}{\text{sen}(\theta_r)} = \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \quad (10.25)$$

Donde i y r son el ángulo de incidencia y refracción respectivamente para una onda, y α_1 y α_2 son las velocidades de esta onda en los medios donde se propaga. Considerado la Ecuación 10.25 existe un caso de interés que debe ser analizado a mayor profundidad: una onda que, al refractarse, no se propague a otro medio, sino que se quede en la interfaz entre los medios. Para que esto se cumpla, la velocidad de la onda en el medio en el que se transmite debe ser mayor respecto al medio desde el que incide, provocando que la onda refractada este más alejada de la normal a la superficie respecto a la onda incidente, a lo que se denomina reflexión total interna (Stein y Wysession, 2003). El ángulo de incidencia en este caso es denominado ángulo crítico (i_c), y sabiendo que $\text{sen}(90^\circ) = 1$, se puede obtener la Ecuación 10.26:

$$\text{sen}(i_c) = \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \quad (10.26)$$

De la Ecuación 10.26 también se puede deducir que cualquier ángulo de incidencia mayor al ángulo crítico no generara una onda refractada ya que no se propaga. Este caso representa la base del método de refracción sísmica. Este caso es específico para un tipo de onda (P o S) pero existe otro ángulo crítico donde no se propaga tanto onda P como onda S (Stein y Wysession, 2003) (Ecuación 10.27):

$$\text{sen}(i_{c2}) = \frac{\alpha_1}{\beta_2} \quad (10.27)$$

10.5 Paleontología

En el área de estudio se encontraron tanto macrofósiles como microfósiles. Los macrofósiles fueron observados en las unidades de caliza y conglomerado calcareo, mientras que los microfósiles fueron observados en las láminas de arenisca calcarea y conglomerado de matriz roja, de las muestras D3-M1, D1-01, y D3-14. No fue posible realizar una identificación a nivel especie de los macrofósiles hallados, debido a su estado de conservación y la pérdida de estructuras internas; fue sin embargo posible reconocer fósiles de hexacorales, pelecípodos,

y rudistas (Figura 10.12). Estos últimos fueron encontrados dentro de liticos del Conglomerado Tecomatlán, indicando que la caliza de la cual provienen esos liticos tiene edad Cretácica, que apoya la noción de que la caliza del área de estudio sea la Fm Teposcolula.

En cuestión a microfósiles, se identificaron miliolidos, posiblemente rotalidos y fusolinidos (Figura 10.13), pero presentan condiciones de preservación similares a los fósiles, de manera que no se puede realizar una identificación mayor. En una consulta realizada de manera personal, la Dra. L. Omaña del Instituto de Geología indicó que los microfósiles hallados no eran sensibles de actuar como un indicador de edad (L. Omaña, comunicación personal, 5 de febrero del 2020), por tanto se descarta el proseguir con un estudio más detallado al respecto.



Figura 10.12. Fósiles encontrados en la zona de estudio, recristalizados o en mal estado de preservación. Escala centimétrica a un lado. Fotografía: García-Hurtado, M.F.

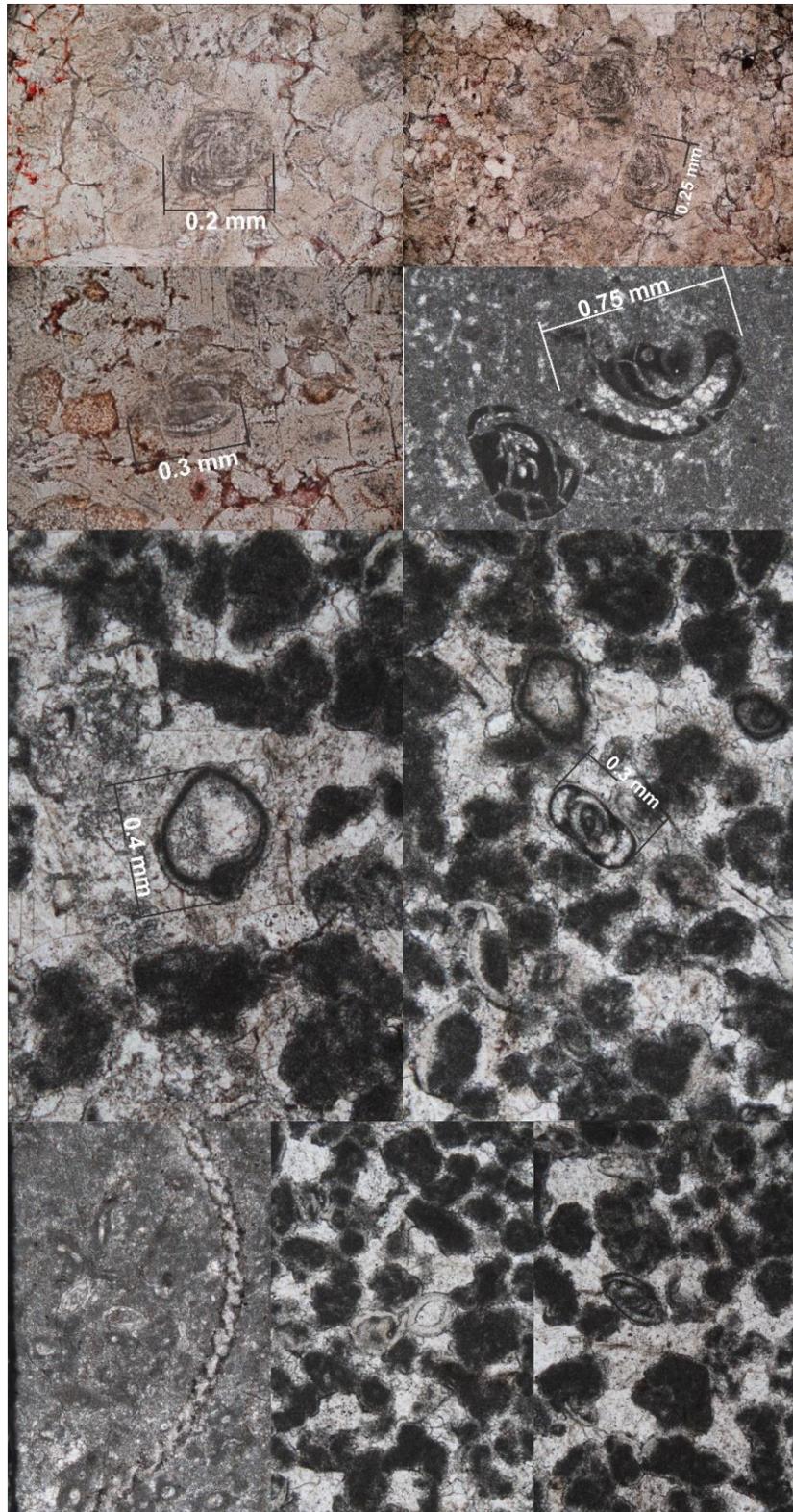


Figura 10.13. Imágenes de microfósiles observados en láminas delgadas de muestras dentro del área de estudio. Todas las fotografías fueron tomadas con luz plano-paralela.

10.6 Onda directa

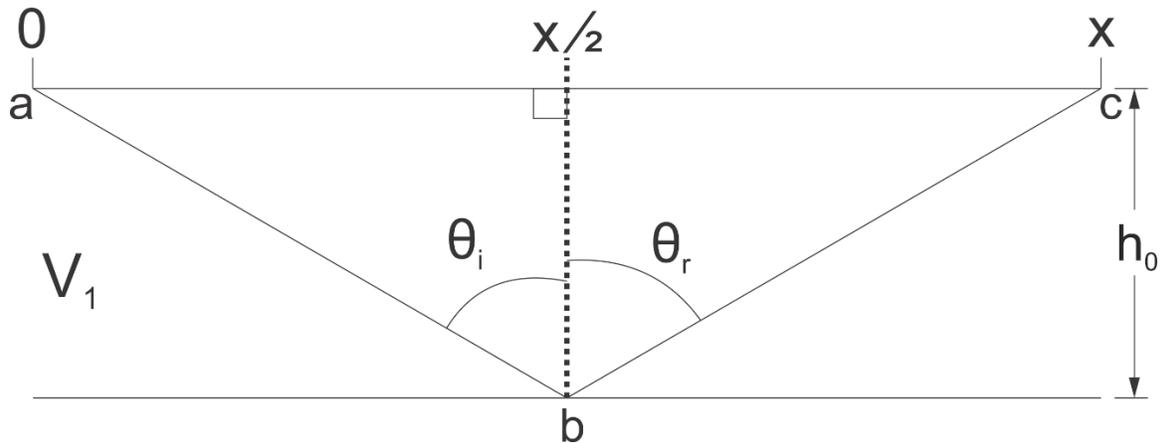


Figura 10.14. Trayectoria de una onda reflejada en una capa horizontal. Tomado de Seth y Wyssession (2003).

Se considera la Figura 10.14 que ejemplifica la trayectoria de una onda reflejada desde un punto de generación a a un receptor en el punto c a una distancia x , reflejándose en el punto b ubicado a una distancia $x/2$ y a una profundidad h_0 . El tiempo de viaje está dado por la Ecuación 10.28:

$$T_R(x) = \frac{\overline{ab}}{V_1} + \frac{\overline{bc}}{V_1} \quad (10.28)$$

Pero es fácil ver que los segmentos \overline{ab} y \overline{bc} son iguales, por tanto, se puede reducir a:

$$T_R(x) = 2 \frac{\overline{ab}}{V_1} \quad (10.29)$$

Por Teorema de Pitágoras:

$$\overline{ab} = \left(\left(\frac{x}{2} \right)^2 + h_0^2 \right)^{1/2} \quad (10.30)$$

Sustituyendo (10.29) en (10.30) y expandiendo términos:

$$T_R(x) = \frac{2 \left(\frac{x^2}{4} + h_0^2 \right)^{1/2}}{V_1} \quad (10.31)$$

10.7 Onda refractada

Se considera la Figura 10.15 ejemplifica la trayectoria de una onda refractada desde un punto de generación a , se propaga con una velocidad V_1 e incide al punto e con un ángulo crítico (θ_{ic}) y a una profundidad h_0 , se propaga horizontalmente con una velocidad V_2

hasta el punto f , donde se refracta al punto d con un ángulo θ_{ic} a una distancia x del punto de generación.

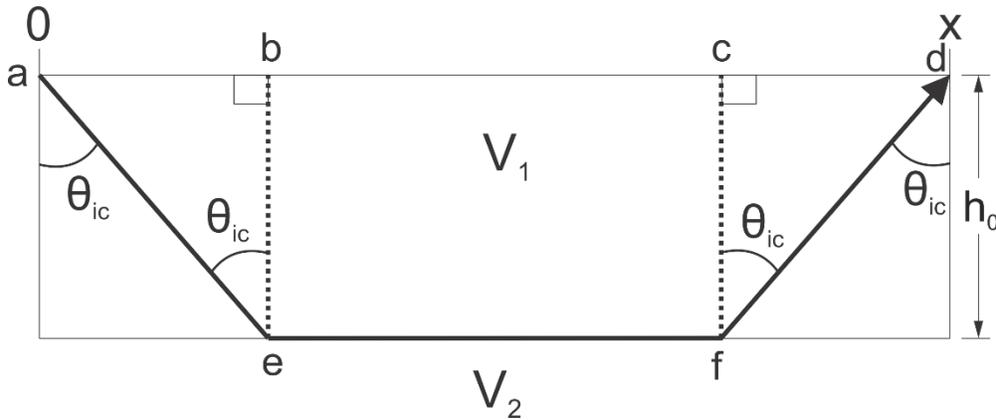


Figura 10.15. Trayectoria de una onda refractada en una capa horizontal. Tomado de Seth y Wyession (2003).

El tiempo de viaje está dado por:

$$T_{Rf} = \frac{\overline{ae}}{V_1} + \frac{\overline{ef}}{V_2} + \frac{\overline{fd}}{V_1} \quad (10.32)$$

Pero los segmentos \overline{ae} y \overline{fd} son iguales, por lo que se simplifica a:

$$T_{Rf} = 2 \frac{\overline{ae}}{V_1} + \frac{\overline{ef}}{V_2} \quad (10.33)$$

El segmento \overline{ae} puede ser representado mediante el coseno:

$$\overline{ae} = \frac{h_0}{\cos(\theta_{ic})} \quad (10.34)$$

Se considera la propiedad trigonométrica:

$$\text{sen}^2(\theta_{ic}) + \text{cos}^2(\theta_{ic}) = 1 \implies \text{cos}(\theta_{ic}) = (1 - \text{sen}^2(\theta_{ic}))^{1/2} \quad (10.35)$$

Se puede emplear (10.35) en (10.34), la Ecuación 10.26 (Ley de Snell para ángulo crítico) y expandir para obtener:

$$\begin{aligned}
\overline{ae} &= \frac{h_0}{\left(1 - \left(\frac{V_1}{V_2}\right)^2\right)^{1/2}} = \frac{h_0}{\left(\left(1 + \frac{V_1}{V_2}\right)\left(1 - \frac{V_1}{V_2}\right)\right)^{1/2}} = \frac{h_0}{\left(\left(\frac{V_2 + V_1}{V_2}\right)\left(\frac{V_2 - V_1}{V_2}\right)\right)^{1/2}} \\
&= \frac{h_0}{\left(\left(\frac{V_1 + V_2}{V_2}\right)\left(\frac{V_2 - V_1}{V_2}\right)\right)^{1/2}} = \frac{h_0}{\left(\frac{V_2^2 - V_1^2}{V_2^2}\right)^{1/2}} = \frac{h_0}{\frac{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_2}} \\
&= \frac{h_0 V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \tag{10.36}
\end{aligned}$$

El segmento \overline{ef} se puede representar como:

$$\overline{ef} = x - (\overline{ab} + \overline{cd}) \tag{10.37}$$

En la Figura 10.15 es claro que \overline{ab} y \overline{cd} son iguales, así que se puede simplificar a:

$$\overline{ef} = x - 2(\overline{ab}) \tag{10.38}$$

El segmento \overline{ab} puede representarse mediante la tangente de θ_{ic} :

$$\overline{ab} = h_0 \tan(\theta_{ic}) \tag{10.39}$$

Y empleando la propiedad trigonométrica:

$$\tan(\theta_{ic}) = \frac{\text{sen}(\theta_{ic})}{\text{cos}(\theta_{ic})} \tag{10.40}$$

Sustituyendo (10.40) y empleando parte del procedimiento de (10.36) en (10.39) e implementando la Ecuación 10.26 se obtiene:

$$\overline{ab} = h_0 \frac{\left(\frac{V_1}{V_2}\right)}{\left(\frac{V_2^2 - V_1^2}{V_2}\right)^{1/2}} = \frac{h_0 V_1 V_2}{V_2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} = \frac{h_0 V_1}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \tag{10.41}$$

Sustituyendo (10.41) en (10.38):

$$\overline{ef} = x - 2h_0 \left(\frac{V_1}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}\right) \tag{10.42}$$

Sustituyendo (10.36) y (10.41) en (10.33) se obtiene:

$$\begin{aligned}
T_{Rf}(x) &= \frac{2h_0}{V_1} \left(\frac{V_2}{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}} \right) + \frac{x}{V_2} - \frac{2h_0}{V_2} \left(\frac{V_1}{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}} \right) \\
&= \frac{x}{V_2} + 2h_0 \left[\left(\frac{V_2}{V_1(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}} \right) - \left(\frac{V_1}{V_2(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}} \right) \right] \\
&= \frac{x}{V_2} + 2h_0 \left[\left(\frac{1}{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}} \right) \left(\frac{V_2}{V_1} - \frac{V_1}{V_2} \right) \right] = \frac{x}{V_2} + 2h_0 \left[\left(\frac{1}{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}} \right) \left(\frac{V_2^2 - V_1^2}{V_1 V_2} \right) \right] \\
&= \frac{x}{V_2} + 2h_0 \left[\frac{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1 V_2} \right] = \frac{x}{V_2} + 2h_0 \left[\frac{V_2^2 - V_1^2}{V_1^2 V_2^2} \right]^{\frac{1}{2}} \\
&= \frac{x}{V_2} + 2h_0 \left[\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2} \right]^{\frac{1}{2}} \tag{10.43}
\end{aligned}$$

10.8 Distancia de cruce

Igualando las ecuaciones 4.33 y 4.35 se obtiene:

$$\begin{aligned}
\frac{x}{V_1} &= \frac{x}{V_2} + 2h_0 \left[\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2} \right]^{\frac{1}{2}} \Rightarrow \frac{x}{V_1} - \frac{x}{V_2} = 2h_0 \left[\frac{V_2^2 - V_1^2}{V_1^2 V_2^2} \right]^{\frac{1}{2}} \Rightarrow x \left(\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2} \right) \\
&= 2h_0 \frac{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1 V_2} \tag{10.44}
\end{aligned}$$

Y despejando a x se obtiene:

$$\begin{aligned}
x_c &= 2h_0 \left[\frac{\left(\frac{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1 V_2} \right)}{\left(\frac{1}{V_1} - \frac{1}{V_2} \right)} \right] = 2h_0 \left[\frac{\left(\frac{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1 V_2} \right)}{\left(\frac{V_2}{V_1 V_2} - \frac{V_1}{V_1 V_2} \right)} \right] = 2h_0 \left[\frac{\left(\frac{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1 V_2} \right)}{\left(\frac{V_2 - V_1}{V_1 V_2} \right)} \right] = 2h_0 \frac{V_1 V_2 (V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{V_1 V_2 (V_2 - V_1)} \\
&= 2h_0 \frac{(V_2^2 - V_1^2)^{\frac{1}{2}}}{(V_2 - V_1)} = 2h_0 \frac{((V_2 - V_1)(V_2 + V_1))^{\frac{1}{2}}}{(V_2 - V_1)} = 2h_0 \frac{(V_2 + V_1)^{1/2}}{(V_2 - V_1)^{1/2}} \\
&= 2h_0 \left(\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1} \right)^{1/2} \tag{10.45}
\end{aligned}$$

10.9 Onda refractada en capas inclinadas

Se considera la Figura 10.6:

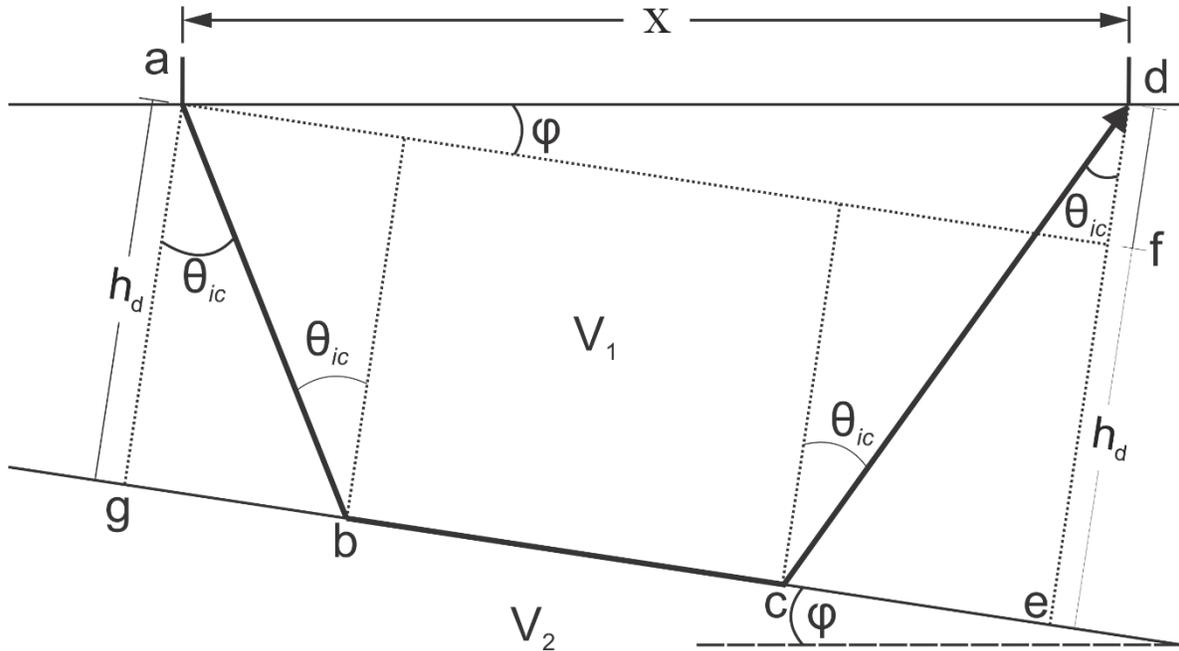


Figura 10.16. Trayectoria de una onda refractada en un plano inclinado. Tomado de Seth y Wysession (2003).

De la figura se puede observar que el tiempo de viaje de la onda es:

$$T_{RI} = \frac{\overline{ab}}{V_1} + \frac{\overline{bc}}{V_2} + \frac{\overline{cd}}{V_1} \quad (10.46)$$

El segmento \overline{df} es:

$$\overline{df} = x \text{sen}(\varphi) \quad (10.47)$$

El segmento \overline{ab} puede encontrarse respecto al triángulo que forma, y por facilidad se pasa a renombrar h_d como h y θ_{ic} como θ :

$$\overline{ab} = \frac{h}{\cos(\theta)} \quad (10.48)$$

El segmento \overline{bc} se representa como:

$$\overline{bc} = \overline{ge} - (\overline{gb} + \overline{ce}) \quad (10.49)$$

El segmento \overline{ge} es igual al segmento \overline{af} , que es:

$$\overline{af} = x \text{cos}(\varphi) \quad (10.50)$$

El segmento \overline{gb} puede representarse como:

$$\overline{gb} = h \text{tan}(\theta) \quad (10.51)$$

El segmento \overline{ce} puede representarse como:

$$\overline{ce} = \tan(\theta)(h \pm x \operatorname{sen}(\varphi)) \quad (10.52)$$

Con suma o resta dependiendo de la dirección de la inclinación de la capa. Sustituyendo (10.50), (10.51) y (10.52) en (10.49):

$$\overline{bc} = x \cos(\varphi) - \left(h \tan(\theta) + \tan(\theta) (h \pm x \operatorname{sen}(\varphi)) \right) \quad (10.53)$$

El segmento cd puede representarse como:

$$\overline{cd} = \frac{h \pm x \operatorname{sen}(\varphi)}{\cos(\theta)} \quad (10.54)$$

Sustituyendo (10.48), (10.53) y (10.54) en (10.47) se obtiene:

$$\begin{aligned} T_{RI} &= \frac{h}{V_1 \cos(\theta)} + \frac{x \cos(\varphi) - \left(h \tan(\theta) + \tan(\theta) (h \pm x \operatorname{sen}(\varphi)) \right)}{V_2} + \frac{h \pm x \operatorname{sen}(\varphi)}{V_1 \cos(\theta)} \\ &= \frac{h}{V_1 \cos(\theta)} + \frac{x \cos(\varphi) - \left(h \tan(\theta) + \tan(\theta) (h \pm x \operatorname{sen}(\varphi)) \right)}{V_2} + \frac{h \pm x \operatorname{sen}(\varphi)}{V_1 \cos(\theta)} \\ &= \frac{2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi)}{V_1 \cos(\theta)} + \frac{x \cos(\varphi) - \left(\tan(\theta) (h + (h \pm x \operatorname{sen}(\varphi))) \right)}{V_2} \end{aligned} \quad (10.55)$$

Del Apéndice §7 se puede emplear parcialmente los resultados de (10.36) para sustituir $\cos(\theta)$, y se puede sustituir $\tan(\theta)$ mediante:

$$\tan(\theta) = \frac{\operatorname{sen}(\theta)}{\cos(\theta)} = \frac{\frac{V_1}{V_2}}{\frac{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_2}} = \frac{V_1}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad (10.56)$$

Para obtener:

$$\begin{aligned}
T_{RI} &= \frac{V_2(2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi))}{V_1(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} + \frac{x \cos(\varphi) - \left(\frac{V_1}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} (2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi)) \right)}{V_2} \\
&= \frac{V_2(2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi))}{V_1(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} + \frac{x \cos(\varphi)}{V_2} - \frac{\frac{V_1}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} (2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi))}{V_2} \\
&= \frac{V_2(2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi))}{V_1(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} + \frac{x \cos(\varphi)}{V_2} - \frac{V_1(2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi))}{V_2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \\
&= \frac{x \cos(\varphi)}{V_2} + \frac{V_2^2(2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi))}{V_2 V_1 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} - \frac{V_1^2(2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi))}{V_1 V_2 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \\
&= \frac{x \cos(\varphi)}{V_2} + \frac{V_2^2(2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi)) - V_1^2(2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi))}{V_2 V_1 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \\
&= \frac{x \cos(\varphi)}{V_2} + \frac{(2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi))(V_2^2 - V_1^2)}{V_2 V_1 (V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \\
&= \frac{x \cos(\varphi)}{V_2} + \frac{(2h \pm x \operatorname{sen}(\varphi))(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_2 V_1}
\end{aligned} \tag{10.57}$$

11 Referencias

- Bazán-Perkins, S. D., y Bazán-Barrón, S. (2011). Sucesión litoestratigráfica del Precámbrico de México y la génesis de su metamorfismo regional. En M. Alcayde y J. A. Gómez-Caballero (Eds.), *Simposio Dr. Zoltan De Cserna: Sesenta años geologizando en México. Libro de resúmenes* (pp. 151–158). Instituto de Geología, UNAM.
- Bechtel, T. D., Bosch, F. P., y Gurk, M. (2007). Geophysical methods. En N. Goldscheider y D. Drew (Eds.), *Methods in Karst Hydrogeology* (pp. 171–199). Taylor & Francis.
- Berg, H. C., Jones, D. L., y Coney, P. J. (1978). Map showing pre-Cenozoic tectonostratigraphic terranes of southeastern Alaska and adjacent areas. *US Geological Survey Open File Report*, 78–1085. <https://doi.org/https://doi.org/10.3133/ofr781085>
- Bögli, A. (1980). *Karst Hydrology and Physical Speleology*. Springer-Verlag.
<https://doi.org/10.1007/978-3-642-67669-7>
- Brocher, T. M. (2005). Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth ' s Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 2081–2092.
<https://doi.org/10.1785/0120050077>
- Campa, M. F., y Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040–1051.
<https://doi.org/10.1139/e83-094>
- Castro-Dorado, A. (2015). *Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas* (1a ed.). Paraninfo.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., y Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Special Paper of the Geological Society of America*, 436, 279–308.
[https://doi.org/10.1130/2008.2436\(13\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(13))
- Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C. C., y Silva-Romo, G. (2009). Sedimentología de la Formación Matzitzí (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-san Luis Atolotitlán, Estado de Puebla. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 18–36.
- Chaves, E. W. V. (2013). *Notes on Continuum Mechanics* (1a ed.). Springer Netherlands.
<https://doi.org/10.1007/978-94-007-5986-2>
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J. L., y Solari, L. A. (2011). Colisión oblicua del Cisuraliano-Guadalupeño entre bloques continentales en el sur de México: evidencias estratigráfico-estructurales y geocronológicas. En M. Alcayde y J. A. Gómez-Caballero (Eds.), *Simposio Dr. Zoltan De Cserna: Sesenta años geologizando en*

- México. Libro de resúmenes* (pp. 159–164). Instituto de Geología, UNAM.
- Erickson, J. (1993). *Craters, caverns and canyons: delving beneath the earth's surface*. Facts on File.
- Ferrusquía-Villafranca, I. (1970). Geología del área de Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca. En L. R. Segura y R. Rodríguez-Torres (Eds.), *Libro-Guía de la excursión México-Oaxaca* (pp. 97–119). Sociedad Geologica Mexicana.
- Ford, D., y Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology* (2a ed.). John Wiley & Sons Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118684986>
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511777806>
- Geometrics. (2009). *SeisImager/2D Manual version 3.3*.
- Goldscheider, N., Drew, D., y Worthington, S. (2007). Introduction. En N. Goldscheider y D. Drew (Eds.), *Methods in Karst Hydrogeology* (pp. 1–7). Taylor & Francis.
- Grant. (1965). *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill.
- Hagedoorn, J. G. (1959). The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophysical Prospecting*, 7(2), 158–182. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1959.tb01460.x>
- Hess, J. W. (2008). Methods in Karst Hydrogeology. *Ground Water*, 46(2), 172. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00429.x>
- Huggett, R. J. (2007). *Fundamentals of Geomorphology* (2a ed.). Taylor & Francis.
- Ibanez, A., y Sandoval, F. (1993). La Wollastonita: propiedades, síntesis y aplicaciones cerámicas. *Boletín de la Sociedad Española de Cerámica y Vidrio*, 32(6), 349–361.
- INEGI. (1997). *Conjunto de datos vectoriales de la serie topográfica escala 1:1 000 000, Rocas*. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/Productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/geografia/TOPO_1_MILLON/
- Izbekov, P. E., Eichelberger, J. C., Patino, L. C., Vogel, T. A., y Ivanov, B. V. (2002). Calcic cores of plagioclase phenocrysts in andesite from Karymsky volcano: Evidence for rapid introduction by basaltic replenishment. *Geology*, 30(9), 799–802. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0799:CCOPPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0799:CCOPPI>2.0.CO;2)
- Jones, D. L., Howell, D. G., Coney, P. J., y Monger, H. W. H. (1983). Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America. *Journal of Geological Education*, 31(4), 295–303. <https://doi.org/10.5408/0022-1368-31.4.295>

- Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico revisited: A 1.3 billion year Odyssey. *International Geology Review*, 46(9), 765–794. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.9.765>
- Laubscher, H. P. (1977). Fold development in the Jura. *Tectonophysics*, 37(4), 337–362. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90056-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90056-7)
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics* (2a ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1017/CBO9780511807107>
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R. G., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., y Ayuso, R. A. (2000). Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics*, 318(1–4), 71–98. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00307-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00307-8)
- Mejía-Jacinto, J. (2011). *Plan Municipal de Desarrollo San Miguel Tecmatlán 2011-2013*.
- Moni, G. (s/f). *Mexican Cave Study*. Association for Mexican Cave Studies. Recuperado el 28 de enero de 2020, de <http://www.mexicancaves.org/index.html>
- Morán-Zenteno, D. J., Cerca, M., y Keppie, J. D. (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 319–341. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a4>
- Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B. M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., y González-Torres, E. A. (2018). Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico. *Earth-Science Reviews*, 183, 85–114. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.01.010>
- Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., y Solís-Pichardo, G. N. (1999). Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 513–535. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00036-X](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00036-X)
- Nelson, S. T., y Montana, A. (1992). Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist*, 77(11–12), 1242–1249.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy* (2a ed.). Wiley-Blackwell.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Alvarez, S. A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M. H., y Mendoza-Rosales, C. C. (2006). Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, México, inferred from the geometry and age of major structures. *Geological Society of America Bulletin*, 118(1), 238–252. <https://doi.org/10.1130/B2573>
- Ortega-Obregon, C., Keppie, J. D., y Murphy, J. B. (2011). Geology and geochronology of Paleozoic

- rocks in western Acatlán Complex, southern Mexico— Evidence for contiguity across an extruded high-pressure belt and constraints on Paleozoic reconstructions. En M. Alcayde y J. A. Gómez-Caballero (Eds.), *Simposio Dr. Zoltan De Cserna: Sesenta años geologizando en México. Libro de resúmenes* (p. 176). Instituto de Geología, UNAM.
- Ortega Gutiérrez, F. (1981). La evolución tectónica premisisípica del sur de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 140–157.
- Palmer, D. (1980). Average Velocity. En *The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation* (pp. 41–47). Society of Exploration Geophysicists.
<https://doi.org/10.1190/1.9781560802426.ch8>
- Pantoja-Alor, J. (1970). Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca. En L. R. Segura y R. Rodríguez-Torres (Eds.), *Libro-Guía de la excursión México-Oaxaca* (pp. 67–84). Sociedad Geologica Mexicana.
- Ragan, D. M. (2009). *Structural geology: An introduction to geometrical techniques* (4a ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511816109>
- Reynolds, J. M. (1997). *An introduction to applied and environmental geophysics* (2a ed.). Wiley-Blackwell. <https://doi.org/10.1071/pvv2011n155other>
- Rojas-Borja, I., y Flores-Flores, K. (2011). *Plan Municipal De Desarrollo Sustentable 2011-2013*.
- Rosado-Fuentes, A. (2014). *Aplicación de técnicas de exploración geofísica en la zona prehispánica de Chapingo, Texcoco, México* [Universidad Nacional Autónoma de México].
<http://132.248.9.195/ptd2014/febrero/0708283/Index.html>
- Rowland, S. M., Duebendorfer, E. M., y Schiefelbein, I. M. (2007). *Structural analysis & synthesis. A laboratory course in Structural Geology* (3a ed.). Blackwell publishing.
- Salas, P. G. (1949). Bosquejo geológico de la Cuenca Sedimentaria de Oaxaca. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 1(2), 79–156.
- Sandmeier. (2018). *Introduction to the interpretation of seismic refraction data within REFLEXW* (Sandmeier geophysical research (ed.)).
- Santamaría-Díaz, A. (2009). *Influencia de la falla de basamento no expuesta en la deformación Cenozoica: la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, en el sur de México*.
<http://132.248.9.195/ptd2009/noviembre/0651968/Index.html>
- Santamaría-Díaz, A., Alaniz-Álvarez, S. A., y Nieto-Samaniego, Á. F. (2008). Deformaciones cenozoicas en la cobertura de la falla Caltepec en la región de Tamazulapam, sur de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 494–516.

- Schlaepfer, C. J. (1970). Geología terciaria del área de Yanhuitlán-Nochixtlán, Estado de Oaxaca. En L. R. Segura y R. Rodríguez-Torres (Eds.), *Libro-Guía de la excursión México-Oaxaca* (pp. 85–96). Sociedad Geologica Mexicana.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F., y Speed, R. C. (1993). *Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico* (Vol. 278). Geological Society of America.
<https://doi.org/10.1130/SPE278>
- SGM. (2007). *Carta Geológico-Minera Asunción Nochixtlán E14-D36, Oaxaca*. Servicio Geológico Mexicano.
- Sheehan, J. R., Doll, W. E., Watson, D. B., y Mandel, W. (2005). Detecting cavities with seismic refraction tomography: Can it be done? *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, 2, 989–1003.
<https://doi.org/10.4133/1.2923557>
- Stein, S., y Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure* (1a ed.). Blackwell Publishing.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (2a ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/cbo9781139167932>
- Tsuchiyama, A., y Takahashi, E. (1983). Melting kinetics of a plagioclase feldspar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84(4), 345–354. <https://doi.org/10.1007/BF01160286>
- Velasco-Gomez, L. (2011). *Plan Municipal de Desarrollo Sustentable 2011-2013*.
- Veni, G., DuChene, H., Crawford, N., Groves, C., Huppert, G., Kastning, E., Olson, R., y Betty Wheeler. (2001). Living with karst: a fragile foundation. *Environmental Awareness Series*, 4, 64.