



MODELO EVOLUTIVO DEL DIAPIRO SALINAS DE AÑANA, ESPAÑA

**Dianne Andrea Arciniegas Vargas
Nixon Arley Rojas Martínez**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2014**



MODELO EVOLUTIVO DEL DIAPIRO SALINAS DE AÑANA, ESPAÑA

DIANNE ANDREA ARCINIEGAS VARGAS

NIXON ARLEY ROJAS MARTÍNEZ

**Trabajo de Grado para adoptar el título de
Geólogo**

Director

JORGE EDUARDO PINTO VALDERRAMA

Geólogo M.Sc.

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO-QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2014



DEDICATORIA

A Dios y a la santísima Virgen por tantas bendiciones

A mis padres Luis Francisco Arciniegas y Luz Herminda Vargas, por su gran amor, su paciencia, infinita bondad, apoyo y comprensión por que sin ellos a mi lado nada de esto hubiera sido posible y por qué sé que este logro es su más grande felicidad y orgullo.

A mis hermanos Cindy Arciniegas y Alex Arciniegas, por estar a mi lado siempre y ser mi tan grato apoyo y compañía para las cuales cumplo este logro.

A mi tía Cecilia Castellanos, por estar a mi lado en cada instante de mi vida y ser esa persona que siempre me ha colaborado en todo lo que he necesitado.

A Daniel Felipe por su amor incondicional y por todos los momentos vividos.



DEDICATORIA

A Dios y a la santísima Virgen por tantas bendiciones

A mis padres Luis Javier Rojas y Luz Marina Martínez, por su gran amor, su paciencia, infinita bondad, apoyo y comprensión por que sin ellos a mi lado nada de esto hubiera sido posible y por qué sé que este logro es su más grande felicidad y orgullo.

A mis hermanas Maryin Rojas y Natalia Rojas por estar a mi lado siempre y ser mi tan grato apoyo y compañía para las cuales cumplo este logro.

A mi abuelita Vicenta por ser mi segunda madre y por estar a mi lado en cada instante de mi vida por sus sabios consejos y sus dulces regaños.

A mis abuelos paternos por su gran afecto.

A mi tía Nubia, Betty, Zora y todos mis tíos (as) y primos por estar siempre juntos en las buenas y en las malas que soportaron y soportan mi estrés y angustia.

A Andrea, Silvia, por ser mis compañeros, por estar conmigo en las buenas y en las malas, por esa amistad y comprensión.



AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Industrial de Santander y a la Escuela de Geología por su interés en formarnos como profesionales y personas integrales. De igual manera a los profesores que hicieron parte de este aprendizaje semestre a semestre orientándonos y cultivando conocimientos para toda la vida.

A nuestro director de proyecto el profesor Jorge Pinto por darnos la oportunidad de realizar el proyecto de grado y por su voto de confianza.

A Martha Lucia Parra por su apoyo incondicional, cariño y paciencia durante toda la carrera, mil gracias.

A Sonia por ser una secretaria y amiga incondicional, por tenernos tanta paciencia
A nuestros compañeros Laura, Leidy, Jota y Edgar por los momentos compartidos durante la carrera. Y a todos nuestros amigos por ser esos seres que nos alegran la vida.

Gracias a todos que el señor los bendiga

Andrea Arciniegas y Nixon Rojas



Contenido

| | |
|--|----|
| INTRODUCCION | 20 |
| 1. OBJETIVOS | 20 |
| 1.1 OBJETIVO GENERAL | 20 |
| 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS..... | 20 |
| 1.3 JUSTIFICACIÓN | 21 |
| 1.4 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA..... | 22 |
| CAPITULO I: METODOLOGIA | 24 |
| 1.5. PROCEDIMIENTO..... | 24 |
| 1.5.1 Fase de diagnóstico..... | 24 |
| 1.5.2 Fase de Diseño..... | 24 |
| 1.5.3 Fase de Desarrollo..... | 25 |
| CAPITULO II: MARCO TEORICO DE TECTONICA SALINA | 26 |
| 2. GENERALIDADES DE UN DIAPIRO | 26 |
| 2.1. Diapiro..... | 26 |
| 2.2. Evolución de un Diapiro | 27 |
| 2.3. Condiciones mecánicas para el diapirismo | 28 |
| 2.4 Crecimiento Diapírico..... | 29 |
| 2.5 Evolución Post-Diapírico | 31 |
| 2.6 Modos de Perforación..... | 35 |
| 2.6.1 Tipos de Perforación Diapírica | 37 |
| 2.7 Diferencias entre las características de un Shale y un Diapiro | 41 |
| 2.8 Tectónica Extensional y Diapirismo | 42 |



| | |
|---|----|
| 2.9 Tectónica Compresiva y Diapirismo | 47 |
| CAPITULO III: DIAPIRO SALINAS DE AÑANA | 49 |
| 3. MARCO GEOLOGICO DEL DIAPIRO SALINAS DE AÑANA | 49 |
| 3.1 Ubicación geográfica del Diapiro Salinas de Añana | 49 |
| 3.2 Estructuras Geológicas Regionales | 51 |
| 3.3 Litoestratigrafía | 52 |
| CAPITULO IV: SECCION SISMICA..... | 56 |
| 4. CREACION Y CARACTERIZACION DE UNA SECCION SISMICA | 56 |
| 4.1 Vectorización de una Sección Sísmica | 56 |
| 4.2.1 Onlap | 59 |
| 4.2.2 Toplap | 59 |
| 4.3 Tipos de Plegamiento en el Área de Estudio | 60 |
| CAPITULO V: SISMICA DE LA ZONA DE ESTUDIO..... | 62 |
| 5. LINEAS SISMICAS SALINAS DE AÑANA, ESPAÑA | 62 |
| 5.1 Facies del Diapiro Salinas de Añana, España | 63 |
| 5.2 Descripción de las Facies Sísmicas..... | 65 |
| 5.3 Descripción de las Líneas Sísmicas | 68 |
| 5.3.1 Línea Sísmica SA97-01 | 68 |
| 5.3.2 Línea Sísmica SA97-05 | 72 |
| 5.3.3 Línea Sísmica SA97-06 | 75 |
| 5.3.4 Línea Sísmica SA97-07 | 78 |
| 5.3.5 Línea Sísmica SA97-11 | 81 |
| 5.3.6 Línea Sísmica SA4 | 84 |
| CAPITULO VI: MODELAMIENTO 3D..... | 87 |



| | |
|--|-----|
| 6. CREACIÓN DEL MODELO 3D | 87 |
| CAPITULO VII: EVOLUCION DEL DIAPIRO SALINAS DE AÑANA..... | 94 |
| 7. MODELO EVOLUTIVO DEL DIAPIRO SALINAS DE AÑANA | 94 |
| CONCLUSIONES | 99 |
| RECOMENDACIONES..... | 101 |
| BIBLIOGRAFÍA..... | 102 |
| ANEXOS..... | 108 |
| ANEXO A. BIBLIOTECA DIGITAL (Ver Carpeta Adjunta) | 108 |
| ANEXO B. MANUAL PARA CONVERTIR IMÁGENES A FORMATO SEG-Y ÁREA DE ESTUDIO | 108 |
| ANEXO C. ARCHIVO IMAGE2SEGY_25..... | 126 |
| ANEXO D. ARCHIVO ASCII.M. | 136 |
| ANEXO E. MAINSCRIPT.SH..... | 136 |
| ANEXO F. LINEAS SISMICAS INTERPRETADAS | 137 |
| ANEXO G. IMÁGENES DEL MODELO 3D..... | 142 |



LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1. Bosquejo geológico del área de estudio que muestra los principales elementos estructurales y afloramientos de diapiros. | 22 |
| Figura 2. Bloque diagrama con las formas esquemáticas de las estructuras salinas. Su madurez y tamaño aumentan hacia el fondo, dónde se producen estructuras más complejas. a) Estructuras alargadas que crecen a partir de una fuente lineal y (b) estructuras que lo hacen a partir de una fuente puntual..... | 28 |
| Figura 3. Esquema evolutivo de las estructuras salinas desde el estadio de almohadilla (B y C) a las etapas diapiro (D) y post-diapiro (E)..... | 30 |
| Figura 4. La evolución de una “salt pillow “en la que se produce una disolución parcial o total de la sal (o una migración lateral, fuera de la sección) origina tanto “salt wels” de tipo primario como “turtle anticlines. | 30 |
| Figura 5. Rasgos diferenciadores de los distintos estadios de evolución de un diapiro. | 33 |
| Figura 6. Factores que se oponen al flujo salino en un diapiro. | 34 |
| Figura 7. Modelo evolutivo para la creación de un diapiro “teardrop” con “salt welds”, dos horizontales y una vertical. | 35 |
| Figura 8. Tipos de perforación de un diapiro en función de los esfuerzos recibidos a la presión de la sal (p), la viscosidad de la sal (v) y la resistencia de la cobertura a la fracturación (B)..... | 36 |
| Figura 9. Formas de diapiros pasivos en relación con las tasas de acumulación de sedimentos (agradación) y las del ascenso diapírico relativo (descontando erosión y disolución). | 38 |
| Figura 10. Modos de perforación diapírica La cobertera es siempre frágil, salvo en (e). | 39 |
| Figura 11. Perforación diapírica durante extensión..... | 40 |
| Figura 12. Perforación diapírica durante acortamiento. Se asume que el diapiro es previo. | 41 |



Figura 13. Valores de extensión obtenidos con “salt walls” (Jackson et al., 1994). En ambos casos la extensión estimada en la cobertera es o bien inferior (A) o nula (B) comparada con la total.....44

Figura 14. Influencia del espesor de la capa fuente y la velocidad de deformación en casos de extensión de tipo “thick-skinned”. El datum regional señala la posición original del techo de la cobertera antes de la deformación.....45

Figura 15. Esquema evolutivo de tectónica salina durante extensión. Obsérvese como el techo del basamento buza en el mismo sentido en el que se produce la progradación sedimentaria.46

Figura 16. Evolución de “salt welts” y cabalgamientos asociados durante una tectónica contractiva moderada.48

Figura 17. Bosquejo geológico del área de estudio que muestra los principales elementos estructurales edades y afloramientos de diapiros en España.50

Figura 18. (A) Imagen en formato escaneado JPG (B) Imagen procesada en formato SEG-Y.....58

Figura 19. Terminología propuesta por exploracionistas Exxon para las terminaciones de reflexión que definen los límites de la secuencia deposicional discordantes.....60

Figura 20. Aspectos Descriptivos del Plegamiento.61

Figura 21. Ubicación geográfica y Mapa geológico simplificado del Diapiro de Salinas de Añana, con la posición de los sondeos y de la campaña sísmica SA97, SA, ZU5, SA81-03.62

Figura 22. Facies sísmicas asociadas a las unidades estratigráficas presentes en el área de estudio. Línea SA97-01. Las discordancias están marcadas en líneas rojas, las líneas más gruesas corresponden a discordancias de carácter regional y las líneas delgadas a carácter local por crecimiento del diapiro.63

Figura 23. Facies sísmicas asociadas a las unidades estratigráficas presentes en el área de estudio. Línea SA97-11. Las discordancias están marcadas en líneas



rojas, las líneas más gruesas corresponden a discordancias de carácter regional y las líneas delgadas a carácter local por crecimiento del diapiro.64

Figura 24. (A) Localización línea sísmica SA97-01, (B) línea sísmica interpretada.71

Figura 25. (A) Localización línea sísmica SA97-05, (B) línea sísmica interpretada.74

Figura 26. (A) Localización línea sísmica SA97-06, (B) línea sísmica interpretada.77

Figura 27. (A) Localización línea sísmica SA97-07, (B) línea sísmica interpretada.80

Figura 28. (A) Localización línea sísmica SA97-11, (B) línea sísmica interpretada.83

Figura 29. (A) Localización línea sísmica SA4, (B) línea sísmica interpretada.86

Figura 30. Modelo 3D del Diapiro Salinas de Añana.....87

Figura 31. Mapa de topes de Basamento. El basamento está afectado por una falla normal de zócalo.88

Figura 32. Mapa de topes de Muschelkalk.....89

Figura 33. Mapa de topes de Keuper.....90

Figura 34. Mapa de topes de Valmaseda.91

Figura 35. Mapa de topes de Osma.....92

Figura 36. Mapa de topes de Pobes.....92

Figura 37. Mapa de topes de Ladera.....93

Figura 38. Aptiense-Albiense mostrando los primeros estadios del desarrollo del diapiro.....95

Figura 39. Se observa el engrosamiento de la pared de sal, el desplazamiento hacia el NE y su enterramiento.....96

Figura 40. Esquema conceptual de la evolución del diapiro durante el Santoniense.....97

Figura 41. Situación actual del Diapiro Salinas de Añana.....98



RESUMEN

TITULO: MODELO EVOLUTIVO DEL DIAPIRO SALINAS DE AÑANA, ESPAÑA*

AUTORES: DIANNE ANDREA ARCINIEGAS, NIXON ARLEY ROJAS MARTINEZ**

PALABRAS CLAVES: Diapiro de Salinas de Añana, Orogenia pirenaica, Cuenca Vasco-Cantábrica, Vectorización, Facies Muschelkalk.

Este trabajo busca crear un modelo evolutivo del Diapiro Salinas de Añana, mediante un estudio sísmico para el cual se realiza la vectorización de las secciones sísmicas las cuales son procesadas en el Software Petrel, para su respectivo análisis e interpretación de la evolución.

El Diapiro de Salinas de Añana, se localiza en la Cuenca Vasco-Cantábrica, involucrada actualmente al edificio pirenaico. Una potente secuencia evaporítica del Triásico Superior descansa sobre los materiales de la facies Muschelkalk, estas evaporitas sirven de nivel de despegue al Cabalgamiento Cantábrico, que es la principal estructura geológica a nivel regional del sector. El diapiro actualmente muestra una sección ligeramente alargada este-oeste, fue alimentado por estos materiales evaporíticos. En sector meridional del diapiro se aprecia un adelgazamiento de las diferentes formaciones hacia el norte.

La evolución geológica del diapiro presenta eventos multiepisódicos caracterizados por una primera fase extensiva (Jurásico superior-Cretácico Inferior), durante esta fase, la formación del diapiro estuvo condicionada por la presencia de una falla normal del basamento con dirección ONO-ESE que controló el crecimiento reactivo de la estructura salina, seguida de una fase compresiva (Cretácico Tardío-Mioceno) relacionada con la orogenia pirenaica. El diapiro está desplazado hacia el sur dentro de la sección alóctona del cabalgamiento de la Sierra Cantábrica. Las estructuras salinas formadas por materiales más débiles que sus encajes fueron finalmente deformados en algunos sectores reactivando su crecimiento por compresión. Posteriormente este diapiro perforó la cobertera sedimentaria y evolucionó a una etapa de crecimiento pasivo en la que alcanzó la superficie y preserva una geometría prácticamente circular.

*Trabajo de investigación

**Facultad de Ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología. Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama, Geólogo M.Sc.



ABSTRACT:

TITLE: EVOLUTIONARY MODEL OF SALINAS AÑANA DIAPIR, SPAIN*

AUTHORS: DIANNE ANDREA ARCINIEGAS, NIXON ARLEY ROJAS MARTINEZ**

KEYWORDS: Salinas de Añana Diapir, Pyrenean orogeny, Basque-Cantabrian basin, vectoring, Muschelkalk Facies.

This work seeks to create an evolutionary model Diapir Salinas de Añana by a seismic survey for which the vectorization of seismic sections which are processed in Petrel Software, for examination and interpretation of evolution is performed.

The diapir Salinas de Añana is located in the Basque-Cantabrian Basin, currently involved in building Pyrenees. A powerful Triassic evaporite sequence rests on materials Muschelkalk facies. These evaporites serve to level off Cantabrian Thrust, which is the main regional geological structure of the sector. The diapir currently shows a slightly elongated east-west section, was fueled by these evaporite materials. In southern part of diapir thinning of the different formations to the north can be seen.

The geological evolution of the diapir has multiepisódicos events characterized by a first extensive phase (upper Cretaceous Lower Jurassic), during this phase , the formation of the diapir was conditioned by the presence of a normal fault basement with WNW- ESE I control the growth reagent salt structure , followed by a compressive phase (Late Cretaceous - Miocene) related to the Pyrenean orogeny . The diapir is shifted to the south within the allochthonous thrust section of the Cantabrian Sierra. The salt structures formed by weaker materials than their laces were finally deformed in some sectors compression reviving growth. Later this diapir pierced sedimentary overburden and evolved to a stage of growth in liabilities that reached the surface and preserves a substantially circular geometry.

*Bachelor Thesis

**Faculty of Engineering Physicochemical. School of Geology. Director: Jorge Eduardo Pinto Valderrama, Geólogo M.Sc.



INTRODUCCION

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Aportar al conocimiento geológico de la tectónica salina en cuencas de tectónica compresiva a partir de datos sísmicos en el Pirineo Español.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar una biblioteca digital de líneas sísmicas en formato SEG-Y con la información suministrada por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) a partir de líneas sísmicas en formato físico escaneado para sus respectivos análisis.
- Crear un modelo geológico 3D para analizar el comportamiento del Diapiro Salinas de Añana a partir de datos sísmicos.
- Reconstruir las etapas cinemáticas e historia geológica del Diapiro Salinas de Añana y así establecer su modelo evolutivo.



1.3 JUSTIFICACIÓN

Un proyecto puede tener su justificación en uno de posibles logros: lograr un impacto positivo en una comunidad específica (por ejemplo salvando vidas humanas o mejorando su calidad de vida) o logrando un aporte a la solución de un problema que conlleve mejorar la relación costo/beneficio en una actividad específica (por ejemplo optimizando un proceso o disminuyendo la incertidumbre), este trabajo se llevó a cabo con el fin de contribuir al conocimiento geológico de la cinemática y evolución de un diapiro salino afectado por un evento compresivo usando como escenario natural el Diapiro de Salinas de Añana, contribuyendo así al debate que la comunidad científica de geólogos tectonistas han alimentado recientemente sobre el comportamiento halocinético.

La evolución del conocimiento sobre cómo se forma un diapiro salino ha puesto de manifiesto la necesidad de utilizar una terminología propia. El análisis de la deformación en este contexto requirió que se trataran conjuntamente conceptos tan diversos como: el flujo vertical de materiales de baja densidad y mayor flotabilidad (que corresponde con el concepto original de diapirismo), la migración lateral y eventual disolución de la sal (flujo cuyas condiciones vienen dadas por la mecánica de fluidos) y la deformación concomitante en la rocas encajantes. Esta deformación puede venir impuesta por la dinámica de la sal y/o estar originada por la tectónica regional de acuerdo con Soto (2011).

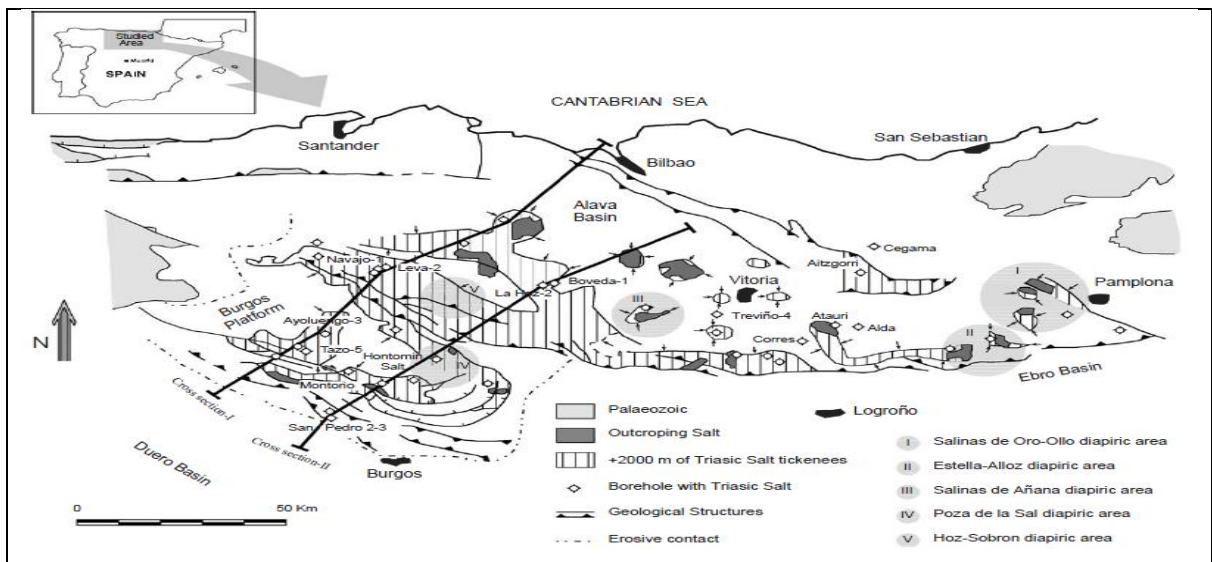
Una parte importante a tener en cuenta al momento de desarrollar un proyecto es prever las posibles implicaciones de los resultados obtenidos, en especial si estas pueden tener impactos sociales o económicos, por lo cual es importante decir que este debate científico podría afectar la forma en que se concibe la exploración de hidrocarburos en trampas salinas.



1.4 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El Diapiro de Salinas de Añana se encuentra situado en la zona central del sector meridional de la cuenca en el Pirineo Central, al norte de España, cerca de las poblaciones de Bilbao, Burgos y Pamplona. Esta estructura, formada por las evaporitas del Triásico Superior, aflora en superficie en forma de ovalo de aproximadamente cuatro kilómetros de Norte a Sur y tres de Este a Oeste. Geológicamente la zona se encuentra en la zona sur de la Cuenca Cantábrica en el dominio Cántabro-Navarro. Se localiza en el borde occidental de un sistema de relieves de forma elipsoidal de unos once por seis Km, alargada en dirección E-W según Eguiluz y Llanos (1988), (ver en la Figura. 1).

Figura 1. Bosquejo geológico del área de estudio que muestra los principales elementos estructurales y afloramientos de diapiros.



Fuente: Modificado de Serrano y Martínez de Olmo (1989) en Pinto, V., Casas, A., Rivero, L., y Torne, M. (2005).



La Cuenca Cantábrica concentra la mayoría de diapiros triásicos de origen halo cinético, incluido el diapiro en donde se propuso realizar este estudio. La tectónica en el dominio Cántabro corresponde a un régimen extensivo que se extiende desde el Triásico hasta el Cretácico Tardío. El Triásico en la cubeta alavesa está formado por las facies el Muschelkalk y el Keuper. El Muschelkalk está constituido por tres miembros; una unidad basal formada por dolomías y calizas, una unidad media constituida por calizas laminadas y por último una unidad superior compuesta de calizas y margas dolomíticas. El Keuper está constituido por una serie salina con intercalaciones arcillosas, anhidritas, dolomíticas y ofíticas. La evolución de los altos salinos condiciona zonas de gran sedimentación en el Cretácico Temprano, creando alrededor potentes cubetas³ de sedimentos según Pinto, V., Casas, A., y Font, X. (1998).

A lo largo de la evolución de esta cuenca, se presentaron diversos eventos de inversiones tectónicas que sometieron a las estructuras salinas a diferentes condiciones tanto geométricas como de esfuerzos, que finalmente terminaron por controlar su comportamiento y establecer la forma en que la tectónica compresiva actúa sobre un diapiro para estimular su crecimiento o reactivarlo si es el caso, por tal razón hoy en día continúan siendo objeto de debate en la comunidad científica por autores como Frankovic (2010) quien estudia la comparación de estructuras diapíricas situadas al Norte y Sur de los Pirineos. En la subcuenca de Parentis, de la cuenca Aquitania y según Ferrer (2012) la fase compresiva pirenaica se produce una inversión estructural que comprimía la pared de sal Euskal Balea, por lo que la pregunta de investigación: ¿cuál es el comportamiento evolutivo de una estructura salina al ser sometida a un cambio de esfuerzos por inversión tectónica de la cuenca?

³ Grandes elevaciones de las rocas del basamento pueden deformar la cubierta de estratos sedimentarios y generar grandes pliegues. Las estructuras descendentes que tienen forma similar se denominan cubetas.
Tarbuck y Lutgens (2005). Ciencias de la Tierra Octava Ed.



CAPITULO I: METODOLOGIA

1.5. PROCEDIMIENTO

La metodología propuesta para cumplir a cabalidad los objetivos planteados consto de las siguientes fases:

1.5.1 Fase de diagnóstico

Durante esta fase se recolecto la mayor cantidad de información bibliográfica de diferentes fuentes con temas relacionados con la tectónica salina, diapirismo, geología regional y geología estructural del área a estudiar.

1.5.1.1 Etapa de Recolección de información disponible y consulta

Bibliográfica: Esta búsqueda se realizó a través de revistas indexadas en la base de datos de la biblioteca UIS, la web y utilizando las bases de datos del Instituto Geológico y Minería de España (IGME).A continuación se integró toda la información y se verifico que estuviera correctamente para concluir con esta fase.

1.5.2 Fase de Diseño

Antes de iniciar la interpretación de los datos, fue necesario convertir y verificar la consistencia de los archivos en formato digital para poder obtener unos resultados con alta credibilidad y confiabilidad.

1.5.2.1 .Etapa de conversión de datos: En esta etapa se inició con los documentos en su formato original los cuales se procesaron para convertirlos en formato TIFF y se integran usando la metodología requerida por Instituto de Ciencias Marinas de Barcelona con el cual obtendremos la información en tipo



SEG-Y. Posteriormente se cargó las líneas al software Petrel y se realizó su respectiva interpretación para dar paso a la siguiente fase.

1.5.3 Fase de Desarrollo

Concluida la planificación y el diseño, se procedió a la ejecución de las actividades de modelado y retrodeformación.

1.5.3.1 Etapa de Modelamiento 3D: Durante esta fase se integró la información de las cuatro Campañas sísmicas en formato SEG-Y del Diapiro Salinas de Añana mediante la metodología requerida y se comenzó a interpretar las estructuras visibles; y una vez terminada esta etapa se realizó su respectivo análisis quitando la línea sísmica base y dejando solamente lo que nosotros observamos para tener un estudio un poco más detallado y preciso del área de estudio. Una vez procesada toda la información, y analizados los datos obtenidos de la interpretación de la sísmica, se procedió a la realización del informe final, que busco justificar satisfactoriamente las interpretaciones obtenidas y cumplir con los objetivos anteriormente propuestos en el plan de trabajo en donde se resaltó la evolución tectónica del Diapiro Salinas de Añana.



CAPITULO II: MARCO TEORICO DE TECTONICA SALINA

2. GENERALIDADES DE UN DIAPIRO

2.1. Diapiro

Las estructuras resultantes de tectónica de sal y shale se pueden agrupar en dos categorías: 1) aquellas que están compuestas por material dúctil (diapiros) y 2) las formadas por los sedimentos adyacentes o periféricos al sustrato móvil (fallas, pliegues entre otras). Acosta (2007).

La palabra diapiro deriva del griego diapeirein (atravesar, perforar) y con ella se hace referencia a una estructura fluidal, en forma de tapón, cuyo núcleo, más móvil, atraviesa las rocas suprayacentes menos plásticas.

Este tipo de estructura geológica (Diapiro) fue definida, según Frankovic (2010). Le dio nombre, definiendo los diapiros como pliegues (v.) en los que al núcleo del anticlinal se levanta atravesando los estratos que constituyen el techo. La mejor descripción de una estructura diapírica fue hecha, según Frankovic (2010).

Las estructuras asociadas con tectónica de sal y de shale son consecuencia de las propiedades físicas de las evaporitas y de los shales sobrepesurizados. Las características reológicas de los shales sobrepesurizados son más complejas y menos entendidas que las de la sal. Las características de las secuencias de shale son altamente dependientes del tiempo y podrán variar durante la historia de un área. Adicionalmente procesos como la diagénesis de la illita-esmectita y la generación de hidrocarburos podrían incrementar las presiones de poros y la reología de la secuencia de shale después del enterramiento. Acosta (2007).



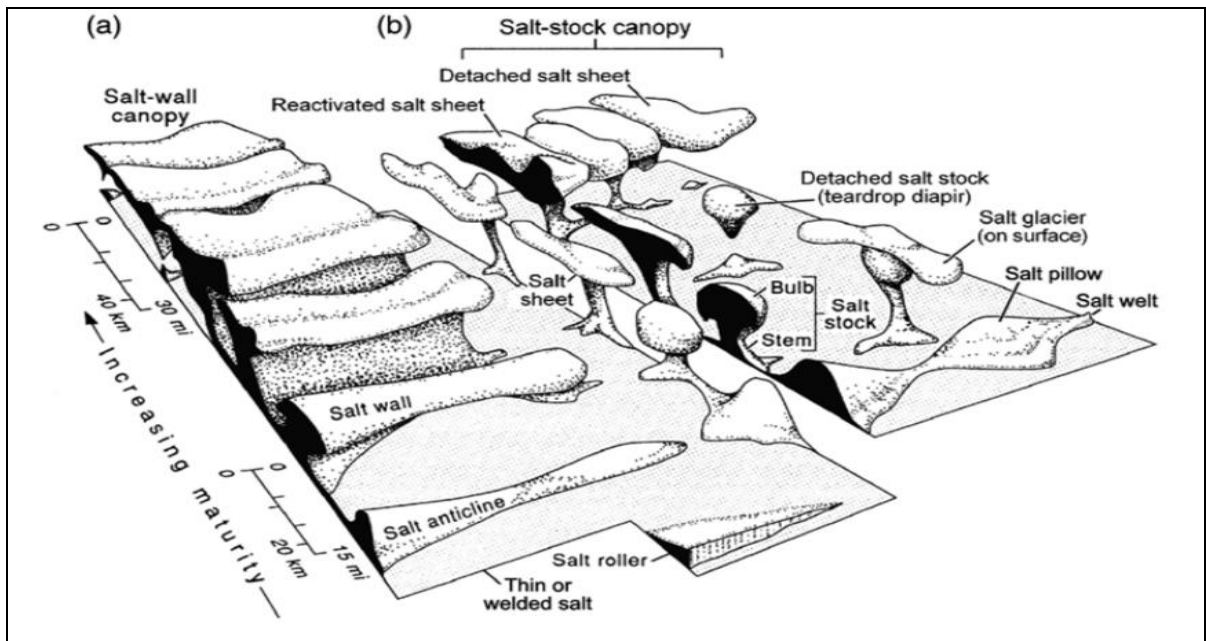
2.2. Evolución de un Diapiro

La evolución del conocimiento sobre cómo se deforma la sal ha puesto de manifiesto la necesidad de utilizar una terminología propia. El análisis de la deformación en este contexto requiere que se traten conjuntamente conceptos tan diversos como: el flujo vertical de materiales de menor densidad y mayor flotabilidad (que corresponde con el concepto original de diapirismo), la migración lateral y eventual disolución de la sal (flujo cuyas condiciones vienen dadas por la mecánica de fluidos) y la deformación concomitante en las rocas encajantes. Esta deformación puede venir impuesta por la dinámica de la sal y/o estar originada por la tectónica regional. Por todas estas razones, el concepto que suele utilizarse actualmente para designar globalmente a estos hechos es el de tectónica salina o tectónica arcillosa (“salt tectonics” y “shale tectonics”), dependiendo de la naturaleza de la capa fuente del diapirismo. En estas clases, como trataremos conjuntamente ambos procesos, se utilizará el concepto de “tectónica diapírica”.

La variedad de formas que puede adoptar el movimiento de la sal es grande, y viene dada tanto por el espesor de material salino disponible, como por la magnitud de la carga sedimentaria suprayacente (Figura 2). Las geometrías más simples, por ser próximas a las de tipo cilíndrico, son las “salt walls” y los anticlinales salinos, que pueden evolucionar hacia formas denominadas más maduras como las “salt-wall canopies”. Cuando la sal en origen constituye una fuente puntual surgen formas diapíricas columnares, que evolucionan desde “salt pillows” y “mushroom-shaped diapirs” hasta “salt sheets”. Cuando se pierde la conexión con la capa fuente se van formando: “teardrop diapirs” (cuya base es denominada: “salt pedestal”), “canopies” y hasta láminas alóctonas del tipo “salt sheets” o “salt tongues”. La desaparición tectónica o por disolución de la conexión entre la forma diapírica y la capa fuente da lugar a geometrías denominadas “weld”, que se adjetivan según su cinemática y orientación (e.g., horizontales vs. Verticales, de salto en dirección e inversas, etc.).



Figura 2. Bloque diagrama con las formas esquemáticas de las estructuras salinas. Su madurez y tamaño aumentan hacia el fondo, dónde se producen estructuras más complejas. a) Estructuras alargadas que crecen a partir de una fuente lineal y (b) estructuras que lo hacen a partir de una fuente puntual.



Fuente: Tomado de Hudec y Jackson, (2007).

2.3. Condiciones mecánicas para el diapirismo

Para un conocimiento físico más cercano del diapirismo se deben conocer algunos de los comportamientos de los fluidos. Se requieren dos condiciones fundamentales para que el diapirismo se pueda iniciar: (1) que exista una inestabilidad gravitacional, como la que se produce con una inversión de densidades; y (2) que exista un gradiente de presión en la horizontal. Este gradiente puede venir dado porque haya un flujo horizontal (dentro de la capa



salina, por ejemplo, que actuaría como canal) o porque exista un movimiento diferencial entre la sal y las capas suprayacentes. Por tanto, aunque la capa salina sea potencialmente móvil, se requiere algún tipo de imperfección (intrínseca) o perturbación (externa) para que la inestabilidad gravitacional en la capa fuente se acentúe, “disparándose” el diapirismo. En este sentido, debemos tener en cuenta que cualquier variación lateral de densidad, espesor, viscosidad o temperatura puede promover el ascenso diapírico. Estas variaciones pueden ser debidas tanto a procesos sedimentarios (e.g., avance o depósito rápido de un delta) como a la deformación (plegamiento, fallas, etc.). La migración de la capa con menor densidad se dirigirá siempre hacia los dominios con menor carga.

2.4 Crecimiento Diapírico

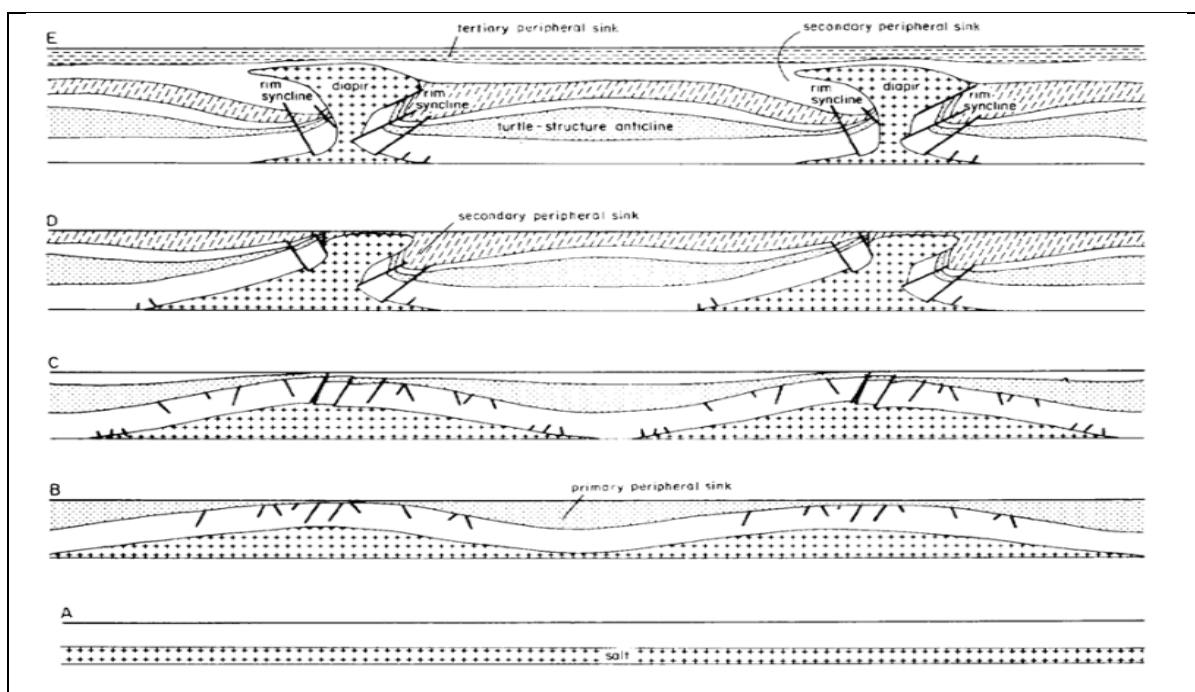
Las estructuras diapíricas de la capa fuente (tomando en adelante el caso de la sal como ejemplo) evolucionan según tres estadios bien diferenciados: “*pillow*” o almohadilla, diapiro y episodio post-diapiro (Trusheim, 1960) (Figura. 3). Una vez iniciada o amplificada una pequeña protuberancia en la capa fuente, ésta evoluciona desde una geometría plana hacia formas convexas hacia arriba. La cresta de la almohadilla y posteriormente el diapiro perforante se frenan al alcanzar aquella profundidad crítica en la que se pierde la inversión de densidades (~0,6-1,5 km). La cresta diapírica se estabiliza a esa profundidad y la evolución siguiente se produce exclusivamente por subsidencia de las cuencas marginales del diapiro, acompañando el que experimenta el fondo de la cuenca.

En el estadio de “*salt pillow*” se forma un antiforme sobre su culminación. Al Perforar la sal la cobertera, este pliegue puede colapsar o invertirse, generándose un sinforme. Adyacente a los diapiros en crecimiento, el sinclinal regional que se originó en el estadio “*pillow*” se invierte en un anticlinal. Hacia los bordes del diapiro es frecuente que las sucesiones (“*halokinetic sequences*”) estén localmente invertidas y posean múltiples discordancias (e.g., Giles y Lawton, 2002;



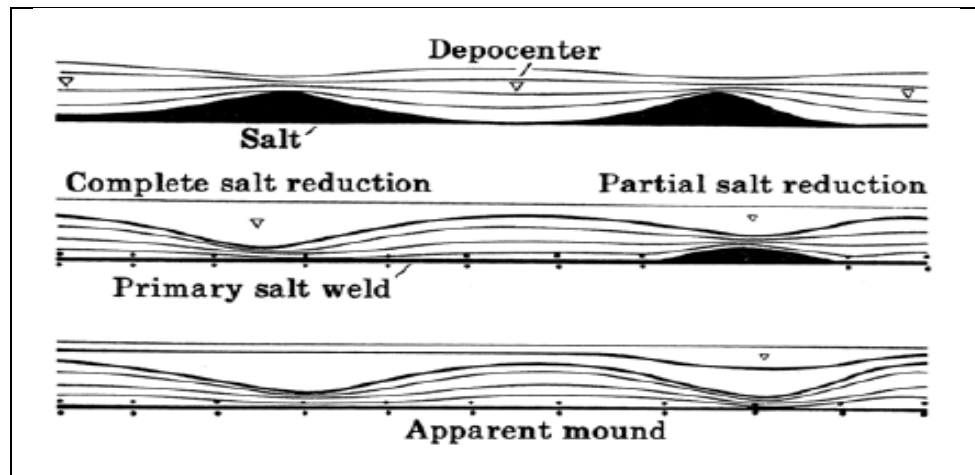
Rowan *et al.*, 2003). La estructura resultante se conoce como “*turtle anticline*” y puede desarrollarse también por una reducción del espesor de la capa fuente, sea por disolución de la sal o por migración lateral (Figura. 4). En el estadio de “*pillow*”, los sedimentos se adelgazan hacia el domo, con sedimentos que se acumulan en las cuencas subsidentes. Durante el crecimiento del diapiro, por el contrario, los estratos se engruesan hacia sus márgenes, en donde se producen sinformes apretados.

Figura 3. Esquema evolutivo de las estructuras salinas desde el estadio de almohadilla (B y C) a las etapas diapiro (D) y post-diapiro (E).



Fuente: Tomado de Trusheim, 1960; Seni y Jackson, (1983).

Figura 4. La evolución de una “*salt pillow*” en la que se produce una disolución parcial o total de la sal (o una migración lateral, fuera de la sección) origina tanto “*salt wels*” de tipo primario como “*turtle anticlines*”.



Fuente: Tomado de Jackson y Cramez, (1989).

2.5 Evolución Post-Diapírico

La evolución post-diapírica viene condicionada por la reducción (y eventual agotamiento) de la sal en la capa fuente. Si el diapiro sigue creciendo, su cabeza se alarga y ensancha ("*hourglass-shaped Diapirs*") pudiéndose truncar su conexión con la capa fuente (diapiros "*teardrop*"). También pueden darse procesos de migración lateral de la sal y/o disolución, que conllevan el colapso de los materiales situados sobre su cresta. Durante este estadio, los sinclinales de borde del diapiro se atenúan. En general, los primeros sedimentos horizontales marcan el nivel en el que el flujo ascendente de la sal es nulo. Si el diapiro es de tipo "*mushroom*" (Jackson y Talbot, 1989, 1989) este nivel coincide con su máxima anchura.

Las claves que permiten diferenciar entre estos estadios han sido descritas por Seni y Jackson (1983) y se esquematizan en la Figura. 5. Estos mismos autores dieron unas pautas para estimar las tasas de crecimiento de los diapiros a lo largo

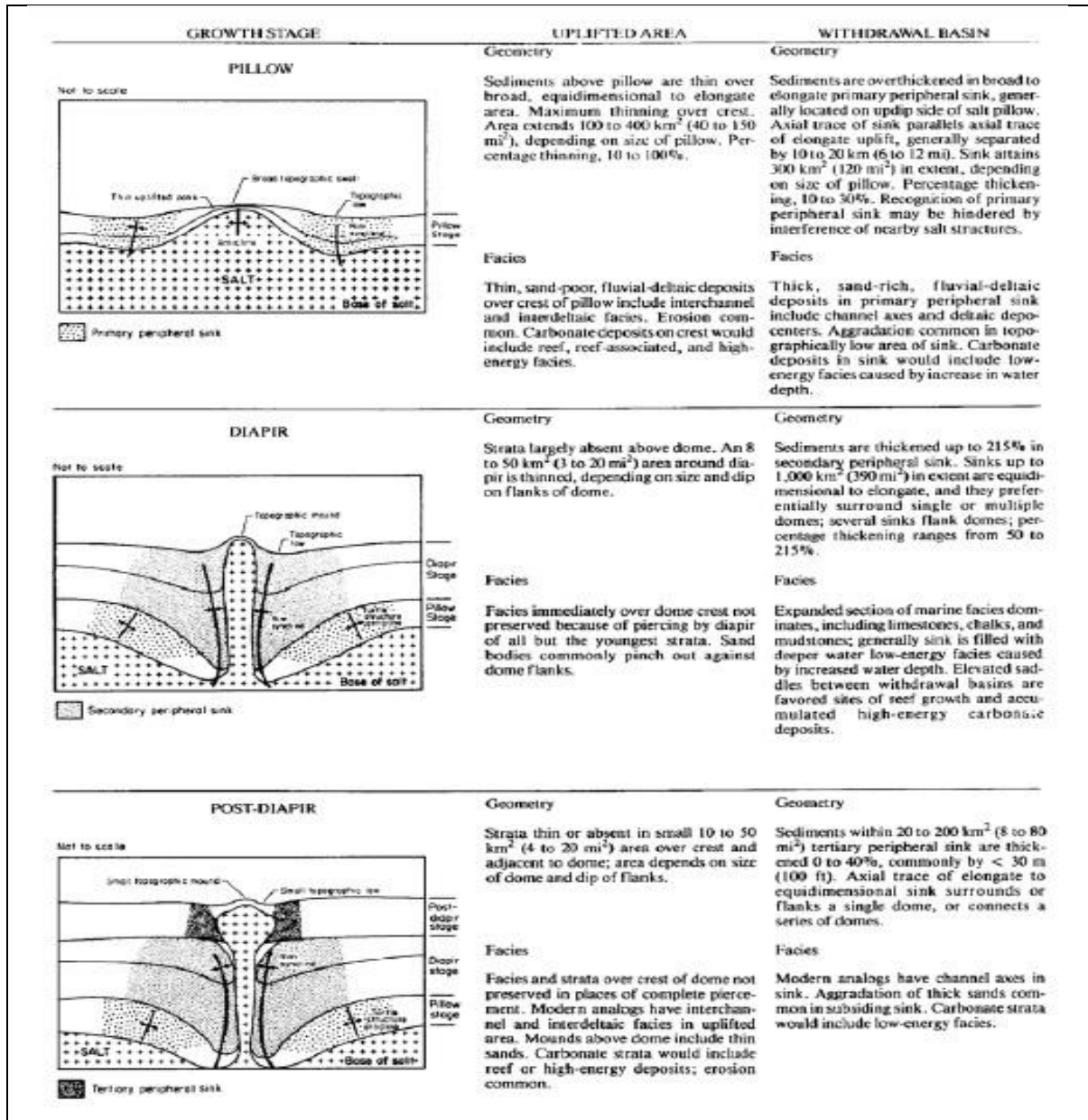


de esta evolución. Conviene destacar que algunos autores han señalado recientemente diversos problemas e inconsistencias en el modelo evolutivo propuesto por Trusheim (Vendeville, 2002). Sin embargo, en el propio proceso diapírico existen algunos factores que se oponen al crecimiento del diapiro (Figura. 6; Hudec y Jackson, 2007). Entre ellos cabe destacar:

(1) la propia resistencia de la cobertera sedimentaria, que será mayor al aumentar su espesor y edad; **(2)** el flujo dentro del diapiro crea en sus bordes un caparazón intensamente cizallado y con mayor resistencia (por ser menor el tamaño de grano y/o mayores los esfuerzos); y **(3)** la disminución de espesor de la capa fuente y su eventual desaparición (“salt weld” horizontal o vertical) conlleva el estrangulamiento del (o de los) canal de flujo, reduciéndose la velocidad de flujo y finalmente la alimentación del diapiro en activo, generándose un diapiro “teardrop” (Figura. 7).



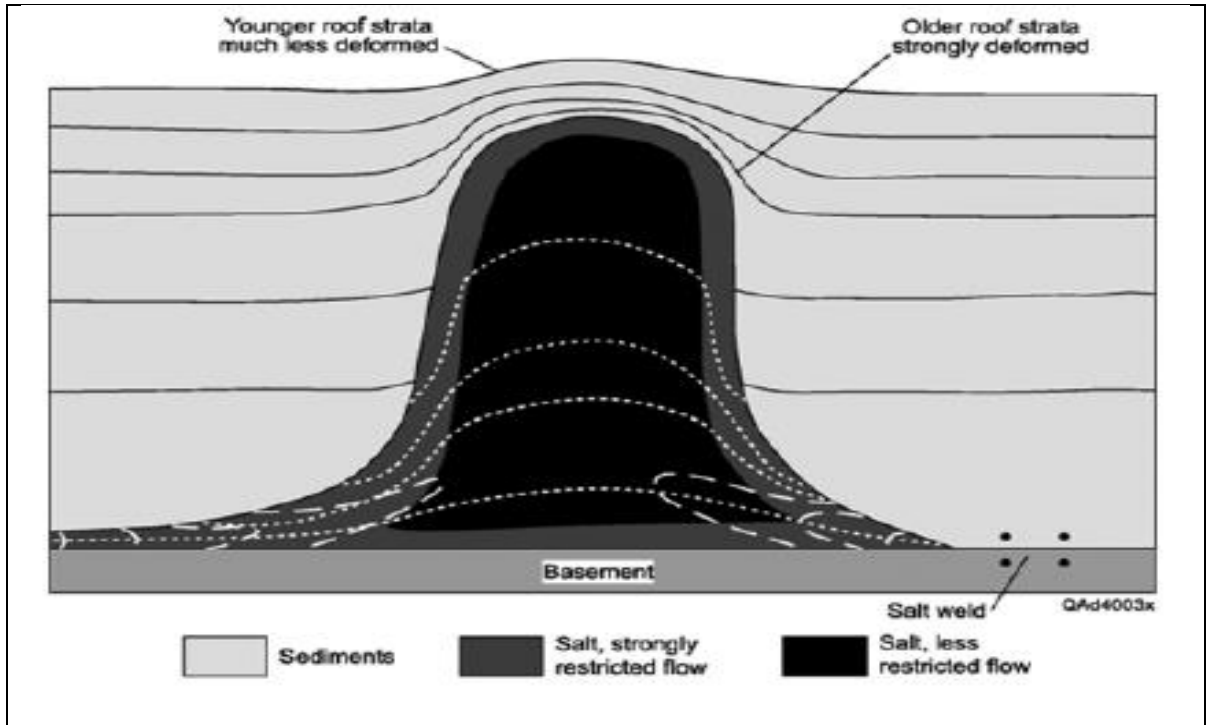
Figura 5. Rasgos diferenciadores de los distintos estadios de evolución de un diapiro.



Fuente: Tomado de Seni y Jackson, (1983).



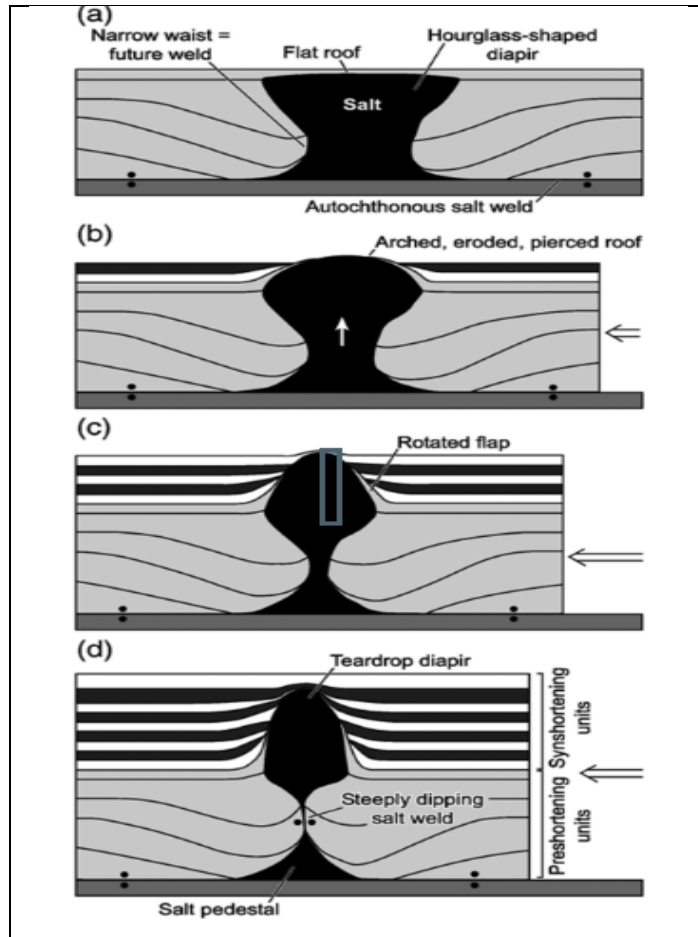
Figura 6. Factores que se oponen al flujo salino en un diapiro.



Fuente: Tomado de Hudec y Jackson, (2007).



Figura 7. Modelo evolutivo para la creación de un diapirio “teardrop” con “salt welds”, dos horizontales y una vertical.



Fuente: Tomado de Hudec y Jackson, (2007)

2.6 Modos de Perforación

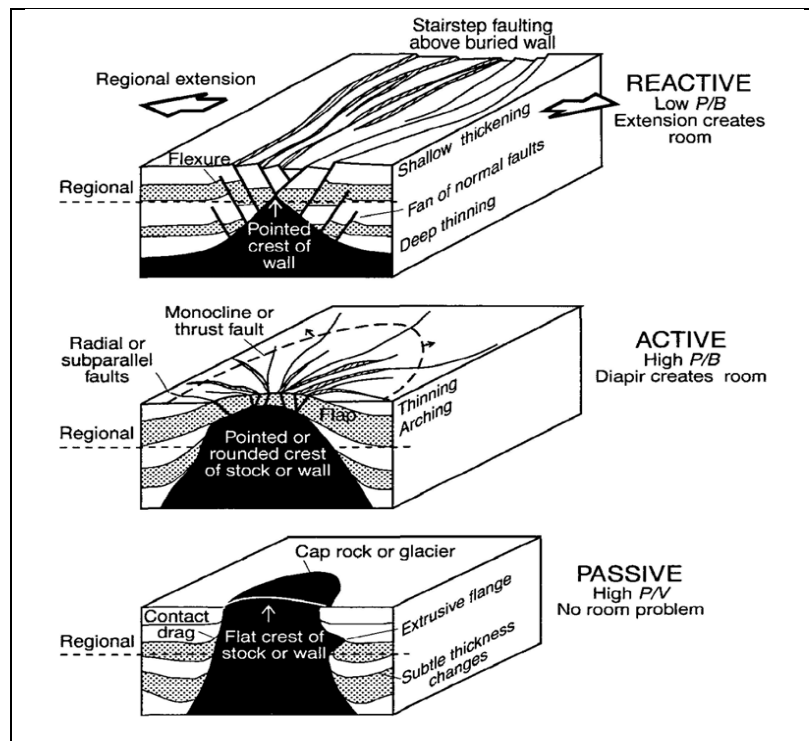
La evolución de un diapirio de sal depende fundamentalmente de dos tipos de procesos: (1) la presión ejercida por la sal en el diapirio, la carga litostática de su cobertera y la fricción y resistencia de los sedimentos que lo recubren (ver en la



Figura 6) y (2) algunos parámetros ajenos a la reología de la sal, tales como la tasa de acortamiento/extensión regional y la progradación o agradación de sedimentos. Todos estos procesos pueden ser analizados mediante las proporciones V/B , P/B y P/V , siendo V los esfuerzos debidos a la viscosidad de la sal (muy baja), P los esfuerzos originados por la presión de la sal y B la resistencia a la fracturación frágil de la cobertera (Jackson et al., 1994).

Estos tipos característicos de diapirismo se muestran en la Figura 8. El problema de espacio asociado a cualquier proceso de diapirismo se resuelve de manera diferente en estas tres tipologías.

Figura 8. Tipos de perforación de un diapiro en función de los esfuerzos recibidos a la presión de la sal (p), la viscosidad de la sal (v) y la resistencia de la cobertura a la fracturación (B).



Fuente: Jackson, (1994).



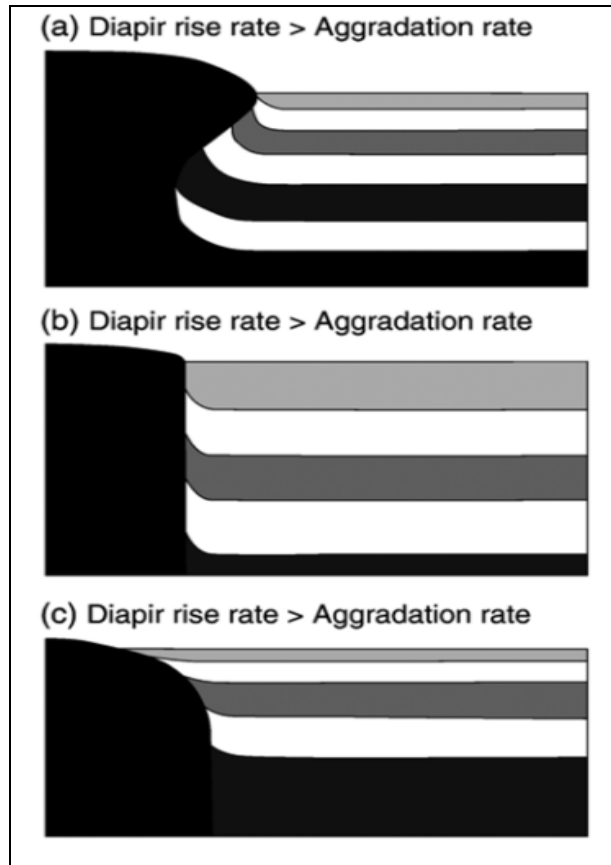
2.6.1 Tipos de Perforación Diapírica

2.6.1.1 Diapirismo activo: es el propio empuje vertical de un material menos denso el que origina el espacio para el crecimiento.

2.6.1.2 Diapirismo pasivo: En este no hay problema de espacio porque el diapiro permanece en la superficie (o muy próximo a ella) y son sus márgenes y su base las que se hunden sin que haya por tanto desplazamiento de la cobertera. En este tipo de ascenso diapírico las geometrías resultantes y las relaciones geométricas con las sucesiones sedimentarias adyacentes dependen fuertemente del balance entre las tasas de ascenso y sedimentación (Giles y Lawton, 2002; Rowan et al., 2003; Schultz-Ela, 2003) (Figura 9). Cuando el diapiro asciende más rápido que la sedimentación, la cabeza se derrama lateralmente y las sucesiones se pliegan e invierten. Por el contrario, cuando la tasa de acumulación de sedimentos aumenta, el diapiro se estrecha y es recubierto progresivamente por las capas sedimentarias, según una geometría de tipo “onlap”.



Figura 9. Formas de diapiros pasivos en relación con las tasas de acumulación de sedimentos (agradación) y las del ascenso diapírico relativo (descontando erosión y disolución).

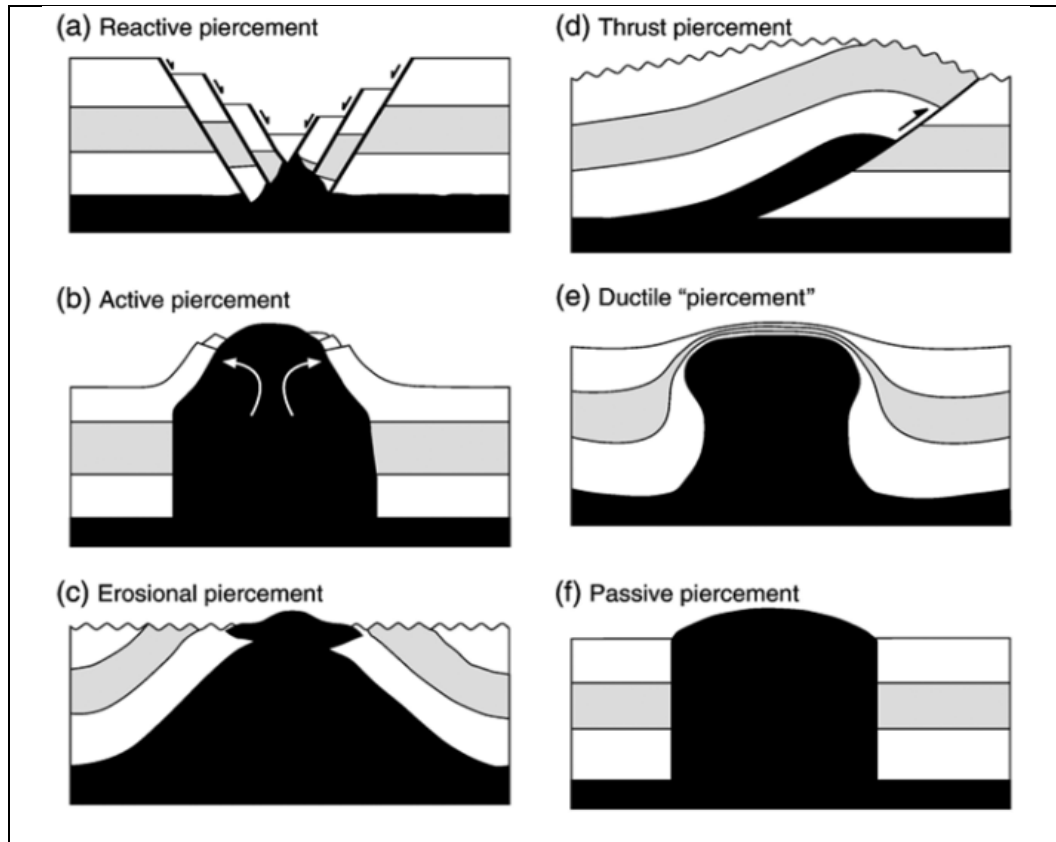


Fuente: Tomado de Giles y Lawton, (2002).

2.6.1.3 Diapirismo reactivo: Requiere que exista alargamiento, por extensión, de la cobertera a escala regional, por lo que las fallas normales crean el espacio para el ascenso diapírico (que lo haría desde sus bloques de muro si son lístricas. Junto con estos tipos extremos de perforación, también se distinguen otros relacionados con procesos erosivos, fallas inversas y cabalgamientos o el adelgazamiento dúctil de la cobertera (Figura 10).



Figura 10. Modos de perforación diapírica La cobertera es siempre frágil, salvo en (e).

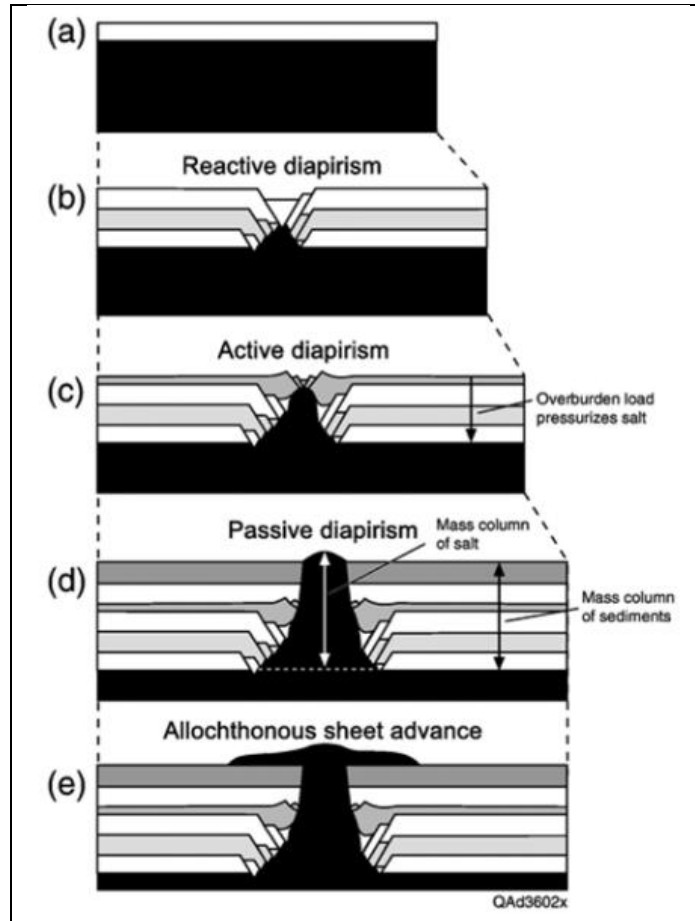


Fuente: Tomado de Hudec y Jackson, (2007).

Sin embargo muchos de estos tipos de perforación pueden suceder progresivamente o alternarse durante la evolución de un diapiro. Las Figura 11 y Figura 12 muestran la evolución de los procesos de perforación y las geometrías resultantes en un contexto regional de deformación extensional y contractiva, respectivamente.



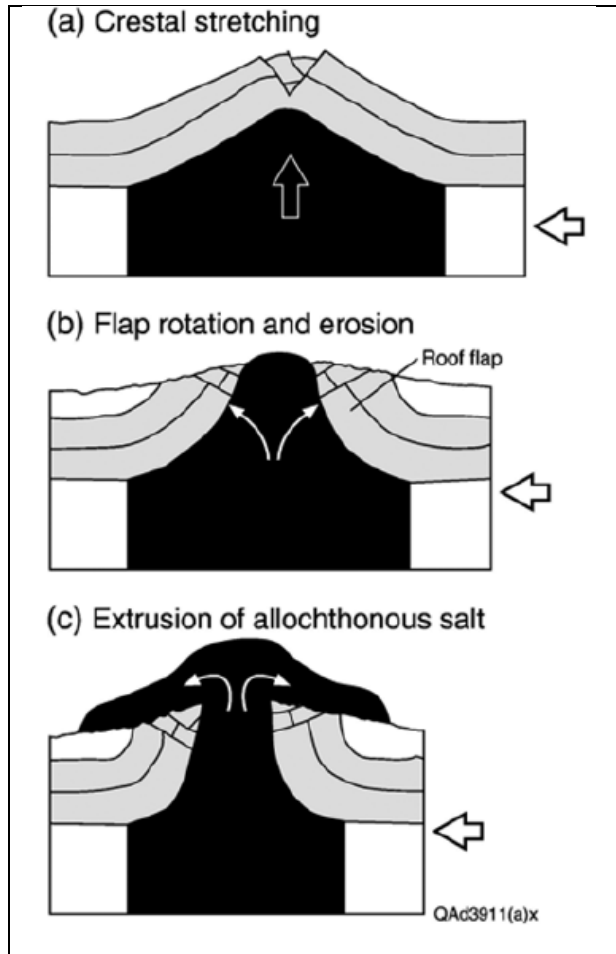
Figura 11. Perforación diapírica durante extensión.



Fuente: Tomado de Vendeville y Jackson, (1992).



Figura 12. Perforación diapírica durante acortamiento. Se asume que el diapiro es previo.



Fuente: Tomado de Hudec y Jackson, (2007).

2.7 Diferencias entre las características de un Shale y un Diapiro

Las características reológicas de los shale sobrepresurizados son más complejas y menos entendidas que las de la sal. La resistencia al corte y la viscosidad efectiva de una secuencia de shale es altamente dependiente del contenido de agua en los poros, siendo más débiles aquellos shales con alto contenido de agua en los poros. La presión en los poros es dependiente del contenido inicial de agua,



de la tasa del peso de los sedimentos y de su efecto tectónico y de la tasa de expulsión de agua, que es a su vez dependiente del gradiente hidráulico y de la conductividad. Por lo tanto, las características de las secuencias de shale son altamente dependientes del tiempo y podrían variar durante la historia de un área. Adicionalmente, procesos como la diagénesis de la illita-esmectita y la generación de hidrocarburos podrían incrementar las presiones de poros y la reología de la secuencia de shale después del enterramiento.

Los cuerpos de sal que no cortan a través de los estratos superiores se denominan No-piercing, y estos incluyen las capas superiores, almohadillas y anticlinales. Formas que cortan se denominan de Piercing e incluyen diapiros, stocks, paredes, domos extrusivos y glaciares (los equivalentes rasgos superficiales para shale sobre-presurizados incluyen protuberancias irregulares (mud lumps) y volcanes de lodo. Según Trusheim (1960) estructuras de sal evolucionan desde las no-piercing a las piercing cuando ellas empujan y rompen las capas superiores.

Las nuevas técnicas han llevado a nuevos modelos que proponen que como un fluido fluiría desde regiones de alta a baja presión, cuando las capas que suprayacen la sal o un shale sobre-presurizado varían en espesor, le generara una presión diferencial a la sal o al shale, Vendeville y Jackson (1992 y 1992) han demostrado que la extensión de las capas frágiles sobre la sal o shale pueden inducir diapirismo del sustrato así no haya inversión en la densidad. Por lo tanto en los estados tempranos del crecimiento de un diapiro este podría ser activado como respuesta a unas capas falladas o adelgazadas sin pasar por los estados de almohadilla.

2.8 Tectónica Extensional y Diapirismo

Los procesos de diapirismo son especialmente importantes en márgenes pasivos y rifts, dónde aparecen asociados a una tectónica de carácter extensional. La

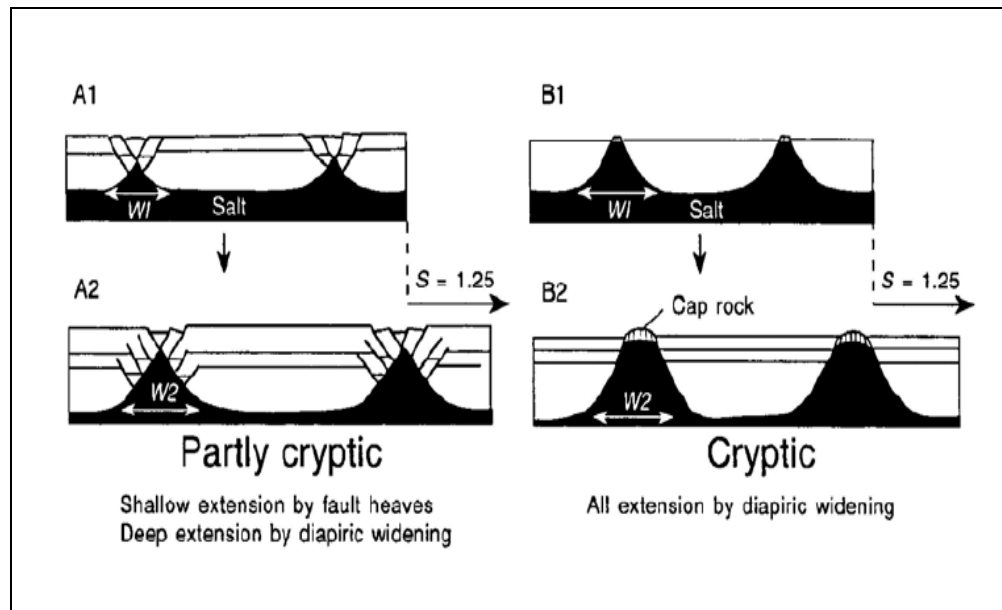


tipología de las estructuras resultantes y el estilo estructural dependen de factores como: (1) el espesor de la capa fuente (e.g., Jackson *et al.*, 1994), (2) la relación entre la tasa de agradación vertical (o acúmulo de sedimentos) frente a la de extensión horizontal (e.g., Vendeville y Jackson, 1992a), y (3) la participación o no del basamento (i.e., tectónica extensional de tipo “*thin-skinned*” vs. “*thick-skinned*”) (e.g., Jackson y Vendeville, 1994; Vendeville *et al.*, 1995).

La estimación de las tasas de extensión en estos contextos suele plantear múltiples problemas; desde que la deformación no suele ser plana (i.e., la sal puede migrar perpendicularmente a la dirección de extensión o la deformación finita no conserva el volumen; e.g., Schultz-Ela, 1992), hasta que las fallas no registran la tasa de extensión finita. Este último hecho puede producirse cuando las “salt walls” se ensanchan durante la extensión o cuando crecen de manera pasiva (Figura 13). En este último caso el alargamiento horizontal es acomodado exclusivamente por los diapiros y el relleno sedimentario se desliza de manera pasiva, sin desarrollar estructuras extensionales (“extensión crítica”; s. Vendeville y Jackson, 1992). La extensión medida en ambos casos sería inferior a la real o incluso nula.



Figura 13. Valores de extensión obtenidos con “salt walls” (Jackson et al., 1994). En ambos casos la extensión estimada en la cobertera es o bien inferior (A) o nula (B) comparada con la total.

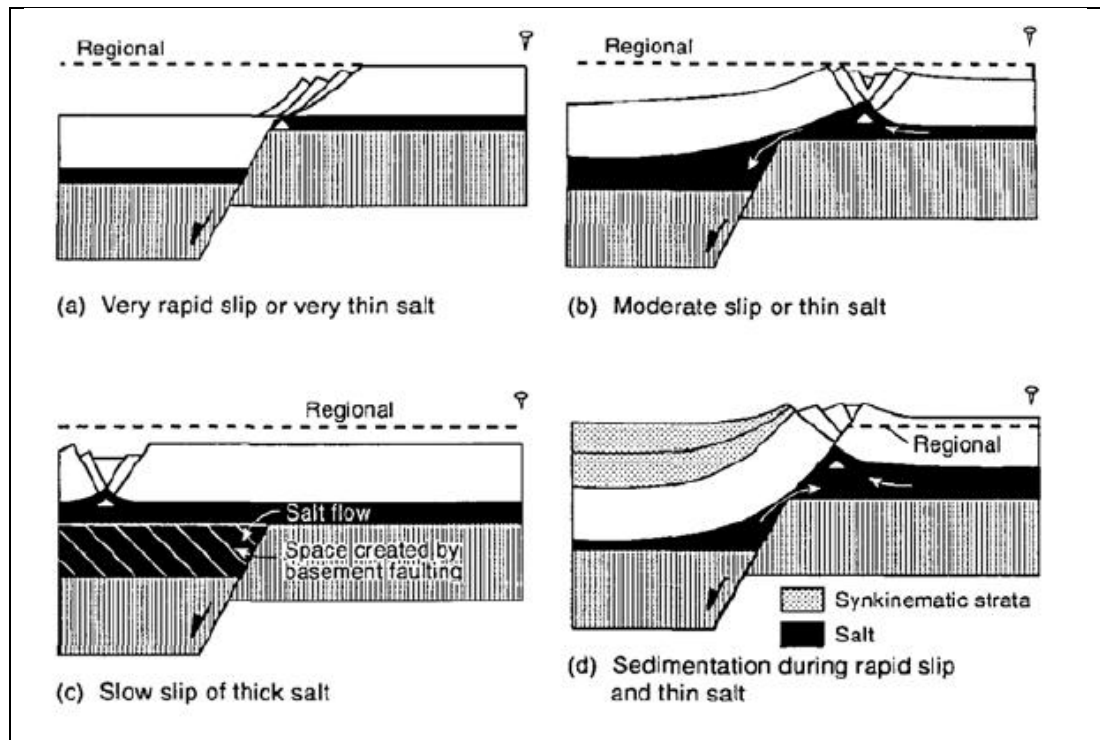


Fuente: Tomado de Jackson et al., (1994).

Los efectos sobre la tectónica salina de fallas que afectan también al basamento han sido analizados por algunos autores (Jackson et al., 1994) (Figura 14). Para que las fallas normales se propaguen en la cobertera es necesario que la capa fuente sea muy delgada o que el deslizamiento haya sido muy rápido. En los demás casos la sal actúa como un nivel de desacoplamiento eficaz, y las fallas y diapiros en la cobertera están desacoplados con las estructuras que afectan al basamento.



Figura 14. Influencia del espesor de la capa fuente y la velocidad de deformación en casos de extensión de tipo “thick-skinned”. El datum regional señala la posición original del techo de la cobertera antes de la deformación.



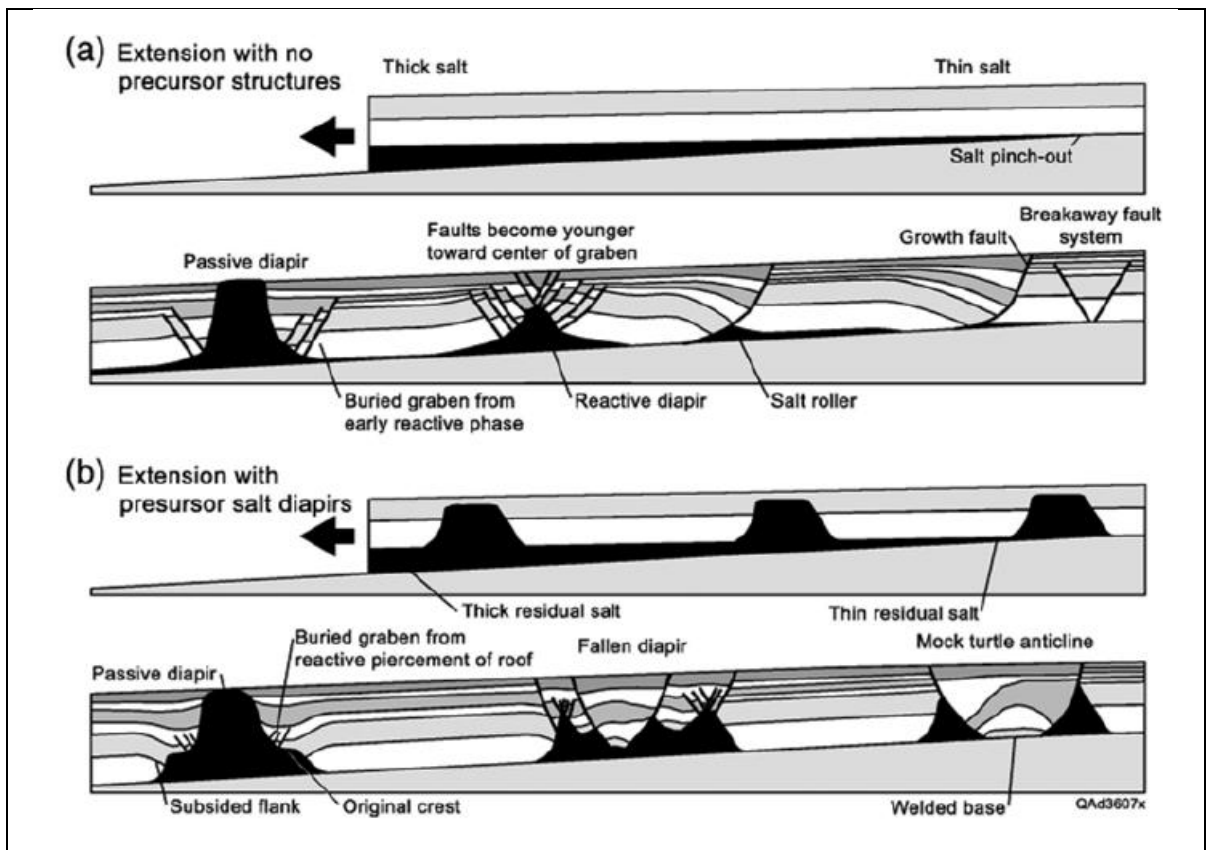
Fuente: Tomado de Jackson et al., (1994).

Las asociaciones estructurales que se desarrollan en contextos extensionales y su evolución temporal se ilustran en la (Figura 15). Este podría ser el caso de un margen pasivo en el que la deformación viene condicionada por la pendiente hacia el dominio de corteza oceánica. El basculamiento del basamento hacia el océano está promovido por la subsidencia en el margen. La sal tiende a fluir pendiente abajo e interacciona con la progresión y agradación de cuerpos sedimentarios, cuyos aportes proceden del continente. La asociación de estructuras extensionales en las regiones proximales del margen, que promueven el



diapirismo y más distalmente sistemas de cabalgamiento (con láminas de sal alóctonas), ha sido puesta de manifiesto por múltiples autores (Mohriak et al., 1995; Marton et al., 2000; Rowan et al., 2000; Wu y Bally, 2000; Cobbold et al., 2001; Fort et al., 2004; entre otros muchos). Algunos autores han utilizado en este contexto la denominación de “slopetectonics” (Wu y Bally, 2000) o de “rafttectonics” (Burollet., 1975; Duval et al., 1992; Gaullier et al., 1993), para el caso en que exista un importante deslizamiento de la cobertera sobre una lámina delgada de sal.

Figura 15. Esquema evolutivo de tectónica salina durante extensión. Obsérvese como el techo del basamento buza en el mismo sentido en el que se produce la progradación sedimentaria.



Fuente: Tomado de Hudec y Jackson, (2007).



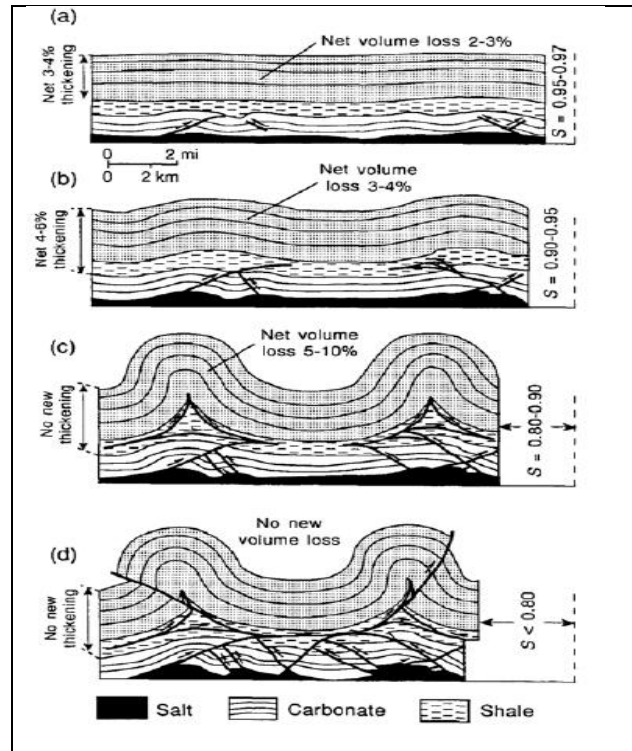
2.9 Tectónica Compresiva y Diapirismo

La tectónica salina durante el acortamiento (por compresión) de una cobertera sedimentaria puede tener lugar tanto en un contexto de convergencia (e.g., Harrison y Bally, 1988) como en el sector distal de un margen pasivo.

Existen múltiples ejemplos de cinturones orogénicos en los que la sal constituye un nivel de desacoplamiento eficaz durante la deformación, posibilitando una tectónica de piel delgada en la cobertera. Por ejemplo Harrison y Bally (1988) describieron la evolución estructural de una cobertera cuando la tasa de acortamiento es moderada (Figura 16). Los antiformes en la cobertera están nucleados por sal y se encuentran desacoplados de la deformación en niveles estructurales superiores.



Figura 16. Evolución de “salt welts” y cabalgamientos asociados durante una tectónica contractiva moderada.



Fuente: Tomado de Harrison y Bally, (1988).

En muchos de los cinturones de pliegues y cabalgamientos donde existen estructuras diapíricas se ha puesto de manifiesto que previo al acortamiento existió un periodo de extensión o “rifting”. La inversión positiva de estas estructuras da lugar a estructuras cuya complejidad viene acentuada por la participación de la sal (e.g., Vendeville y Jackson, 1994; McClay et al., 2004; Canérot et al., 2005; Roca et al., 2006).



CAPITULO III: DIAPIRO SALINAS DE AÑANA

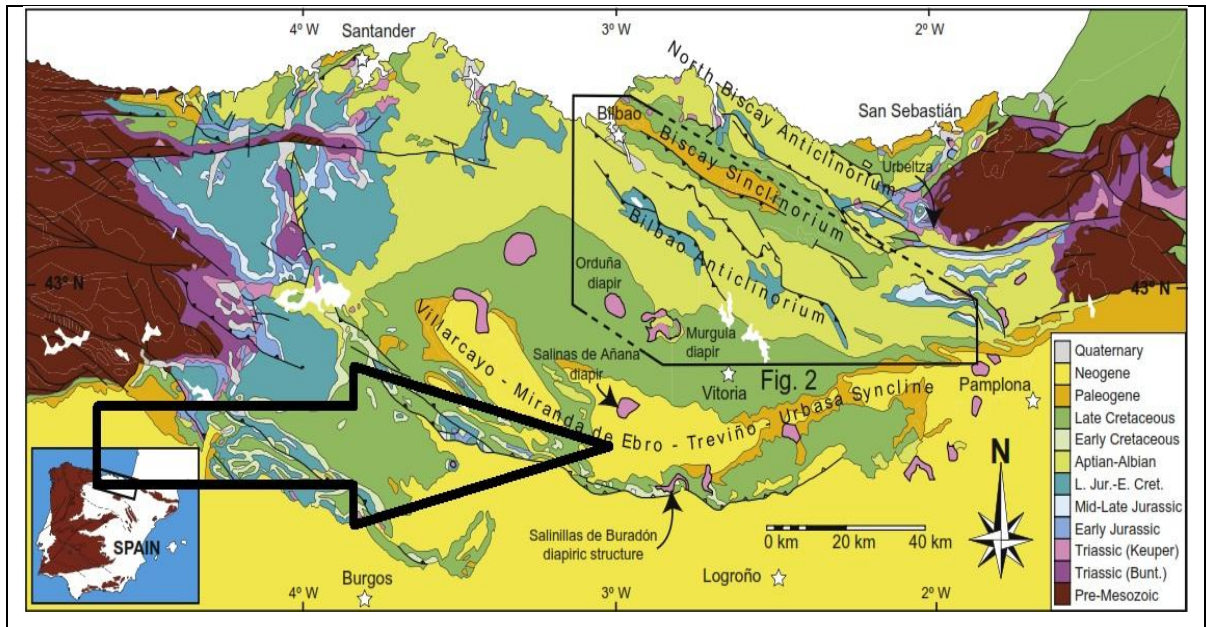
3. MARCO GEOLOGICO DEL DIAPIRO SALINAS DE AÑANA

3.1 Ubicación geográfica del Diapiro Salinas de Añana

El Diapiro de Salinas de Añana se encuentra ubicado en la Cuenca Vasco-Cantábrica, involucrada actualmente al edificio pirenaico. El Pirineo es un orógeno de doble vergencia formado por la colisión entre la placa Europea y la Ibérica en el límite Mesozoico – Cenozoico, generando dos cuencas de ante país, la Cuenca de Aquitania al norte y la Cuenca del Ebro al sur, según Olivet (1996), (Figura 17). La principal característica de este orógeno es su marcado cambio en el comportamiento estructural a lo largo del rumbo, generando tres claros dominios estructurales diferentes: Pirineo Oriental, Pirineo Occidental y Macizo Asturiano Muñoz (1992). Esta diferencia E-O viene controlada básicamente por la estructuración mesozoica y por el tipo de corteza involucrada durante la compresión de acuerdo con Roca (2011).



Figura 17. Bosquejo geológico del área de estudio que muestra los principales elementos estructurales edades y afloramientos de diapiros en España.



Fuente: Tomado de Ábalos, (2008).

La evolución de la zona de estudio estuvo fuertemente condicionada por los movimientos relativos de las placas de Iberia, Eurasia y África, presentando una evolución geológica multiepisódica caracterizada por una primera fase extensiva (Jurásico superior-Cretácico Inferior) seguida de una etapa compresiva (Cretácico Tardío-Mioceno).

La parte distensiva de la historia Alpina comenzó en el Pérmico tardío - Triásico con la ruptura de Pangea que dio lugar al desarrollo de un rift a lo largo del cual se abriría paso el futuro Océano Atlántico. Este rift presentó un brazo hacia el sureste que generó la Cuenca del Golfo de Vizcaya, la cual junto a la apertura del mar de Tethys y la formación del rift Pirenaico (brazo ESE), conformarían el futuro límite entre Iberia y Eurasia según Ziegler (1990). En el oeste del Golfo de Vizcaya, la exhumación del manto y la acreción oceánica ocurrida hace 125 Ma (Barremiano)



junto al desarrollo de un límite transtensional a extensional de bordes de placas entre Eurasia e Iberia, hace que Iberia ya desacoplada, gire en sentido anti horario 35 a 37° con respecto a Eurasia.

A partir de finales del Santoniense, la apertura más rápida del Océano Atlántico Sur produce el desplazamiento de África en sentido norte, y en consecuencia, la convergencia entre Iberia y la placa de Eurasia según Rosenbaum (2002), dando inicio a la historia compresiva de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Este cambio drástico en el movimiento relativo de Iberia generó la construcción del orógeno por colisión de los Pirineos a lo largo del entonces ya formado límite extensional de Iberia-Eurasia, Muñoz (1992). Este orógeno se desarrolló hasta el Mioceno medio, momento en el cual Iberia y Eurasia ya unidas cesaron su movimiento relativo o se tornó imperceptible, Rosenbaum (2002).

3.2 Estructuras Geológicas Regionales

Al tratarse de un área reducida, la mayor parte de las estructuras importantes a nivel regional quedan fuera de este sector. Sin embargo, hay que destacar la existencia del Cabalgamiento de la Sierra Cantábrica (Figura 17), que se trata de una unidad tectónica estrecha, altamente plegada y fallada que constituye la parte frontal de los Pirineos Vasco - Cantábricos meridionales. Estos cabalgamientos presentan una vergencia hacia el sud-oeste y orientaciones principales ONO-ESE. Esta estructura aunque no aflora en superficie en el área de estudio, se considera en la descripción porque utiliza los materiales evaporíticos del Triásico superior como nivel de despegue regional tal y como se puede apreciar en las interpretaciones realizadas en este trabajo. El Sinclinal de Miranda-Treviño (Figs. 1 y 2) es un pliegue sinforme de orientación Este-Oeste, cuya asimetría ocasionada por un desplazamiento de su eje hacia el norte, cuya influencia se hace evidente al presentar espesores más potentes hacia la parte sur del diapiro. Este sinclinal se corresponde con una cuenca de tipo *piggyback* rellena por



materiales Oligocenos-Miocenos transportada pasivamente sobre el cabalgamiento basal desarrollado en los materiales salinos. Finalmente el Diapiro Salino de Salinas de Añana, es una estructura de forma prácticamente cilíndrica en su parte inferior que presenta una ligera extrusión en su parte superior sobre los materiales del Paleoceno de la Fm. ¿? que ha sido fuertemente erosionada. Ocasionalmente se han encontrado cantos triásicos en los depósitos conglomeráticos miocenos de sus alrededores, indicando que probablemente existió un glaciar salino (Riba, 1956). Se estima que este diapiro ha sido transportado unos veinte kilómetros en sentido sur debido al Cabalgamiento de la Sierra Cantábrica.

3.3 Litoestratigrafía

En la sucesión estratigráfica se usan los acrónimos propuestos en Ramírez según Pozo y Davó (1979), esta se caracteriza en el sector estudiado por estar compuesta de muro a techo de:

- El Triásico lo componen dos facies, la Facies Muschelkalk [T] de edad Triásico Inferior, Ladiniense, está formada de base a techo por tres unidades: dolomías margosas, calizas grises y calizas y dolomías tableadas. Suprayacente a esta, la Facies Keuper [TG3] de edad Triásico Superior, Noriense, está constituida por arcillas de tonos rojos oscuros y violetas, aunque ocasionalmente y de forma muy local pueden presentarse en color verde. En algunos niveles se han hallado carniolas y es frecuente la presencia de ofitas. Es el nivel salino que da la formación al diapiro. La primera discordancia se ubica en el Triásico Superior (Neriense) momento en el cual se depositan las facies evaporíticas, su techo se separa en para conformidad del Cretácico Inferior (Aptiense).



- La Formación Valmaseda [C16-21] de edad Cretácico Inferior, Albiense – Cenomaniense, se distingue por estar conformada por dos secciones, la inferior denominada Areniscas de Valmaseda (ausente en este sector) y la superior denominada Lutitas de Valmaseda. Las Areniscas están constituidas por una serie clástica de carácter terrígeno y composición arcósica. Algunas areniscas hacia el techo presentan glauconita, pero la característica más predominante es la presencia de feldespatos de composición potásica. La sección de Lutitas se describe como intercalaciones de areniscas de matriz arcillosa con arcillas grises ocasionalmente arenosas o limolíticas con delgadas capas de lignito. Es usual encontrar cuñas de facies marinas entre las facies continentales.
- La Formación Flysch de Bolas [C21] Suprayacente se encuentra de edad Cretácico Superior, Cenomaniense. Concordante sobre la anterior, descansa una serie de intercalaciones de dolomitas, calcarenitas bioclásticas, calizas arenosas, calizas arcillosas, areniscas calcáreas y areniscas. Hacia la base se presenta en forma de una intercalación de areniscas y arcillolitas. En su techo se presenta la primera laguna estratigráfica dentro del cretácico Superior, que separa Cenomaniense del Turoniense.
- La Formación Gárate [C22-23] del Cretácico Superior, Turoniense, se describe como el nivel más fosilífero del cretácico y corresponde a un conjunto margoso gris, estratificado finamente y con intercalaciones de calizas biomicritas y biopelmicritas. Descansa en discordancia paraconforme sobre el Flysch, y en su techo se presenta la segunda discordancia regional dentro del Cretácico, separando el Turoniense del Coniaciense.



- La Formación Zuazo – Cretácico Superior, Coniaciense. [C23] Alternancia de biomicritas y biopelmicritas con amplias series de margas en intercalaciones.
- La Formación Subijana [C23-24] de edad Cretácico Superior, Coniaciense. Constituida por calizas arcillosas bien estratificadas y parcialmente dolomitizadas alternando con margas compactas de aspecto apizarrado, que se hacen dominantes hacia el techo de la formación. En el sector norte la Fm. Subijana presenta un marcado adelgazamiento en su espesor producto del crecimiento del diapiro.
- La Formación Osma [C24] del Cretácico Superior, Santoniense. Conjunto de margas amarillentas y grises que ocasionalmente presentan intercalaciones de calizas. Su potencia aumenta rápidamente hacia el sureste en el área del diapiro. En el sector norte la Fm. Osma presenta un marcado adelgazamiento en su espesor producto del crecimiento del diapiro y de la erosión posterior. Un nuevo hiato por erosión se presenta en su techo, que separa el Cretácico del Oligoceno a partir del Santoniano.
- Descansando en discordancia angular sobre el Cretácico se encuentra la Formación Pobes [Tc3] – Paleógeno, Oligoceno. Conglomerados sueltos horizontales y discordantes, que afloran en la zona sur del sinclinal de Miranda - Treviño.
- Finalmente los Depósitos de Ladera [TaC11] del Neógeno, Mioceno Inferior - Medio. Aproximadamente 100 metros de areniscas de grano medio, angulosas que representan las facies proximales de depósitos de ladera. Las facies distales están constituidas por margas arenosas, arcillas y limos. Para efecto de simplificación del modelo no se han diferenciado las



unidades del neógeno. Finalmente, los depósitos del Mioceno Medio sirven de base para los sedimentos Cuaternarios.



CAPITULO IV: SECCION SISMICA

4. CREACION Y CARACTERIZACION DE UNA SECCION SISMICA

4.1 Vectorización de una Sección Sísmica

Mediante el proceso de vectorización se pudo convertir una línea sísmica de formato físico escaneado TIFF a formato SEG-Y creando así la Biblioteca Digital (ver Anexo. 1), para poder procesar estas líneas sísmicas en un programa de interpretación (PETREL). Este proceso de conversión se realizó teniendo en cuenta los siguientes pasos: (Ver el proceso completo en el Anexo. 2).

- a. Se recorta solo la línea sísmica y se cambian los pixeles tanto en X - Y. El valor de X= Es el número de trazas y en Y= Es el número de muestras en tiempo (Figura 18).
- b. Crear un archivo de texto donde se deben tener las coordenadas iniciales y finales de cada línea sísmica, zona UTM del área de estudio, número de pixeles en X-Y y el tiempo de grabación en milisegundo.
- c. Se debe tener en el computador Matlab, existe una carpeta en mis documentos llamada MATLAB allí debe tener lo siguen archivos: Imagen recortada, el archivo de texto (block de nota), un archivo ascii.m y un archivo llamado image2segy_25.m (ver Anexo. 3 y Anexo. 4), los archivos con extensión .m fueron suministrados por la base de datos (IGME). Todos los archivos deben estar en esta Carpeta, para que se me genere mi archivo .ascii.
- d. Cuando se tiene el archivo .ascii, se debe tener instalado en computador el sistema operativo UBUNTU en el cual también tenemos que instalar

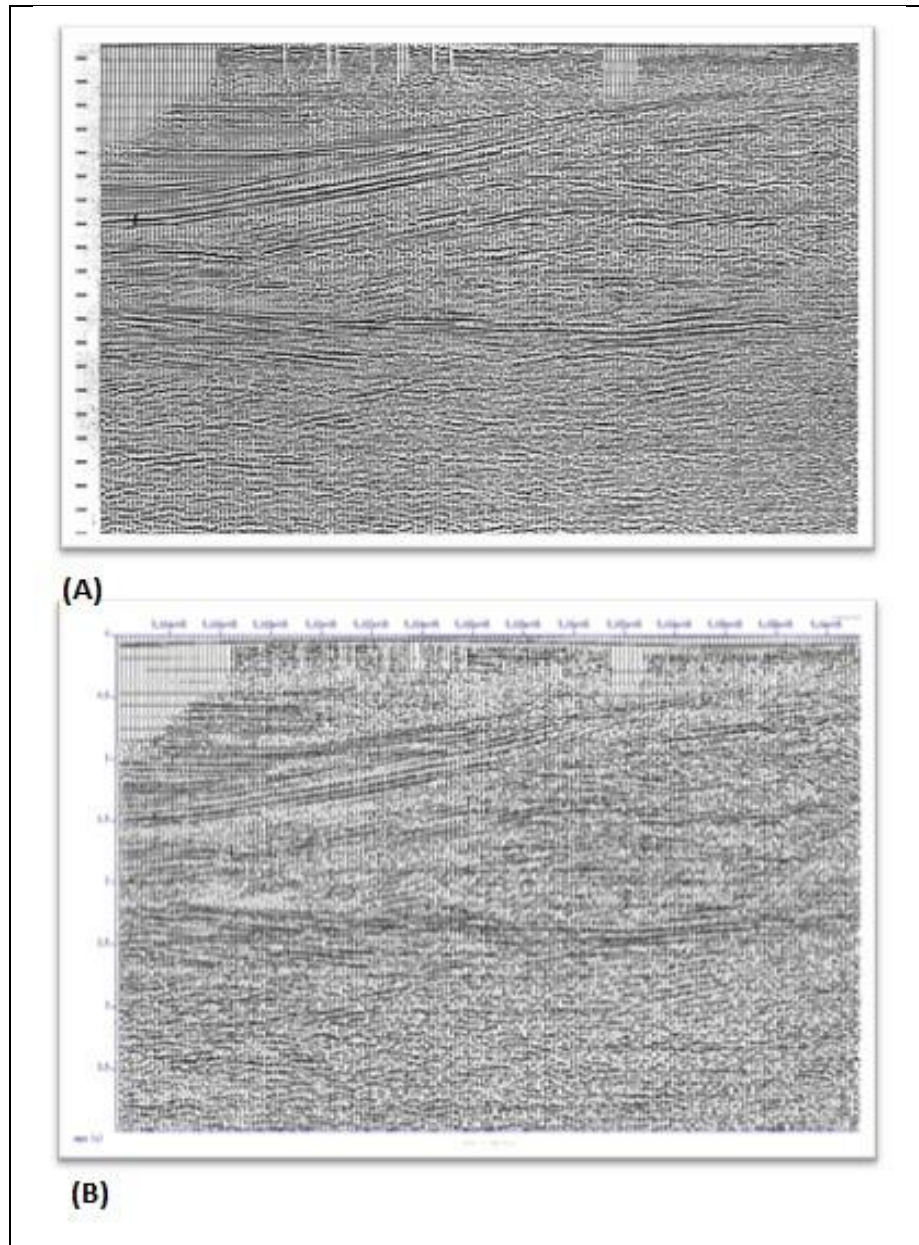


Seismic Unix, en la Carpeta de Documentos debemos colocar el archivo .ascii y mainscript.sh (ver anexo .5) modificado por Goyes (2013).

- e. Se tiene que realizar unas modificaciones al mainscript.sh para cada línea sísmica, se ejecuta en un terminal y se crea el archivo SEG-Y. La imagen que se genera al momento de crear el archivo SEG-Y, debe ser muy similar a la original para que allá quedado la conversión bien realizada. (Figura 18).



Figura 18. (A) Imagen en formato escaneado JPG **(B)** Imagen procesada en formato SEG-Y.



Fuente: tomado de base de datos (IGME) Modificado por Arciniegas y Rojas (2014).



4.2 Características y Geometrías de Límites en los Reflectores de una Sección Sísmica

Al estar frente a una Sección sísmica se enfrenta a tener confusiones con los reflectores, por lo tanto se deben tener en cuenta las siguientes características más representativas para llevar una guía continua y certera de la línea sísmica: Onlap, Toplap, Pliegues Sinformes y Antiformes.

4.2.1 Onlap

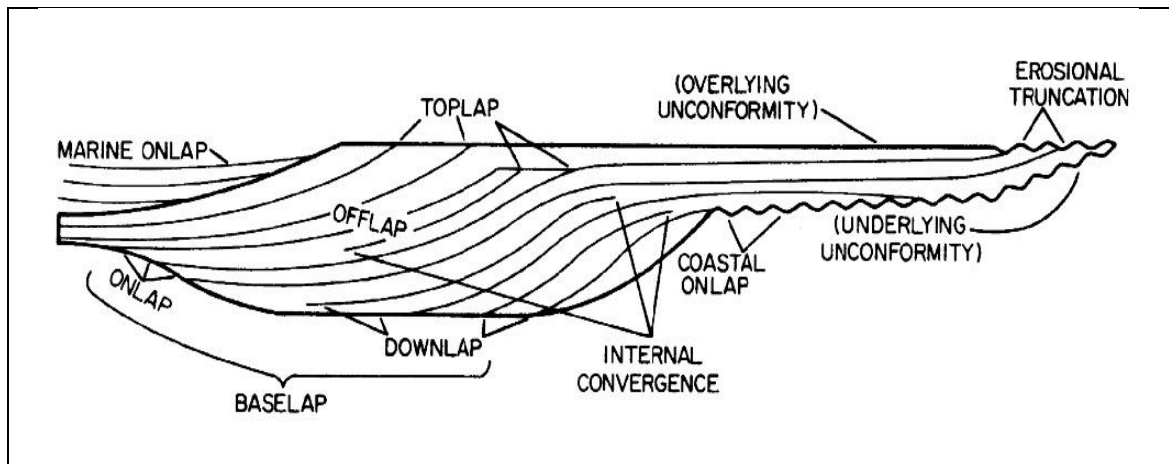
Es una terminación de los estratos superficialmente, los estratos más jóvenes contra los de más buzamiento, estratos más antiguos, o la terminación de las reflexiones de bajo ángulo en datos sísmicos contra reflexiones pronunciadas ver en la Figura 19. Onlap es un patrón particular de reflejos en los datos sísmicos que, según los principios de la estratigrafía secuencial, se produce durante períodos de transgresión.

4.2.2 Toplap

Es una terminación de los estratos, o marcador sísmica, contra una superficie suprayacente resultado principalmente de la no deposición (derivación sedimentaria) con quizás sólo menor erosión ver en la Figura 19. Cada unidad de estratos de vueltas en una dirección hacia la tierra en la parte superior de la unidad, y cada terminación sucesiva se encuentra hacia el mar progresivamente. Tres tipos diferentes de Toplap pueden considerarse: a) Toplap Costera b) Toplap Marina c) Toplap no marinos.



Figura 19. Terminología propuesta por exploracionistas Exxon para las terminaciones de reflexión que definen los límites de la secuencia deposicional discordantes.



Fuente: Tomado de Vail et al (1976). AAPG sísmicas notas del curso estratigrafía.

4.3 Tipos de Plegamiento en el Área de Estudio

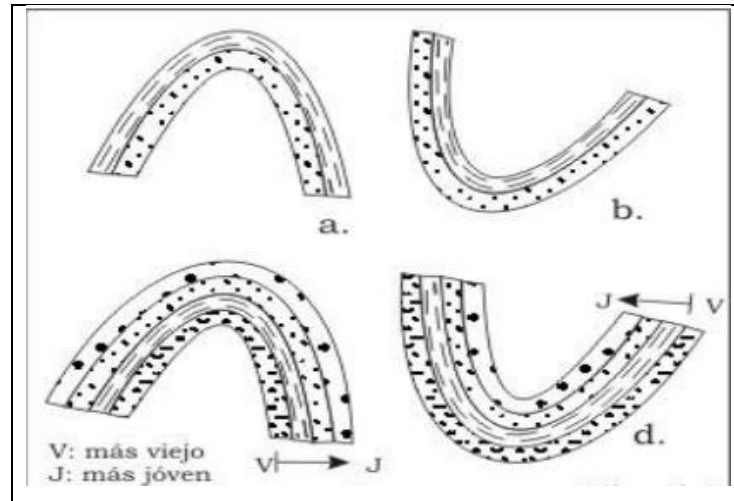
Los pliegues son estructuras dúctiles aun cuando frecuentemente tiene asociadas estructuras frágiles. El carácter dúctil de un pliegue no indica que su formación se halla dado a profundidad, los pliegues pueden formarse en la misma superficie de la tierra. Lo anterior se debe a que algunas rocas principalmente las de tipo sedimentario presentan un comportamiento dúctil, algunas de estas incluso a temperatura ambiente.

Se tienen tres maneras de producir flexión en un conjunto de superficies relativamente planas, según el tipo de esfuerzos que se aplique y su dirección en relación a la orientación de las capas.

- **Pliegues Antiformes:** Pliegue cóncavo hacia abajo (Figura 20 (a)).
- **Pliegues Sinforme:** Pliegue cóncavo hacia arriba (Figura 20 (b)).



Figura 20. Aspectos Descriptivos del Plegamiento.



Fuente: Tomado de Vail et al (1976). AAPG sísmicas notas del curso estratigrafía.

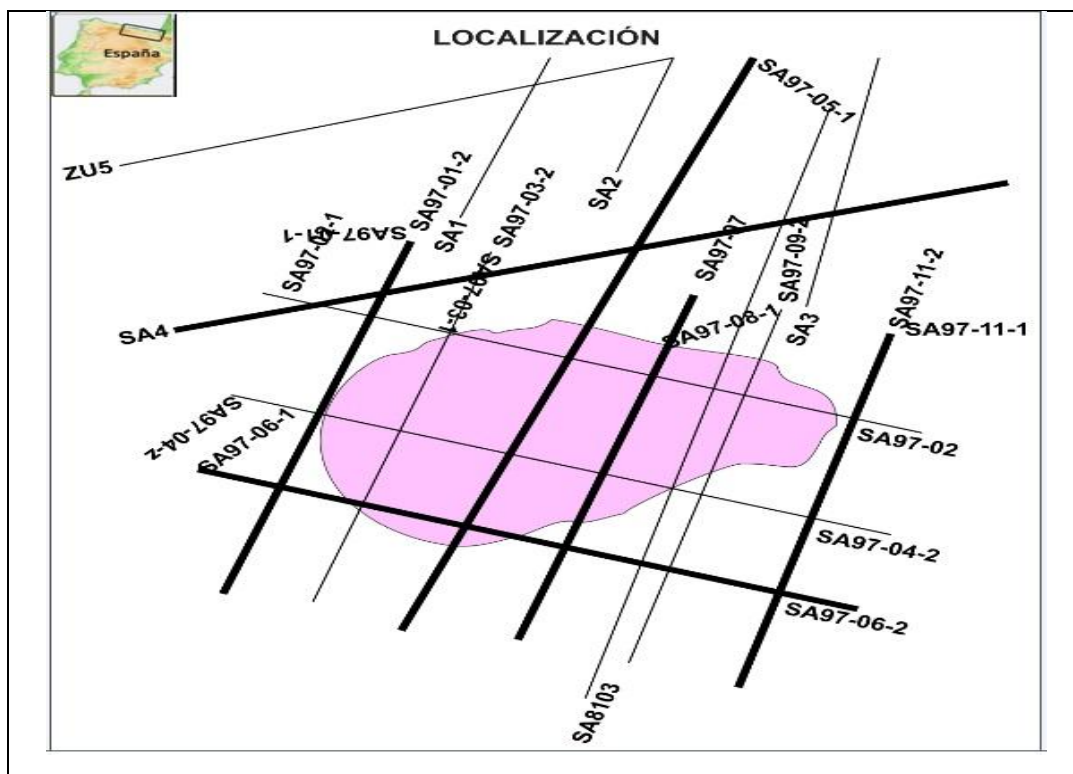


CAPITULO V: SISMICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

5. LINEAS SISMICAS SALINAS DE AÑANA, ESPAÑA

El método empleado para el grillado de las líneas sísmicas ha tenido en cuenta el mayor número de características geológicas reales posibles. Mediante este proceso se ha realizado la ubicación de cada línea sísmica y del Diapiro Salinas de Añana con el software Petrel (Figura 21).

Figura 21. Ubicación geográfica y Mapa geológico simplificado del Diapiro de Salinas de Añana, con la posición de los sondeos y de la campaña sísmica SA97, SA, ZU5, SA81-03.



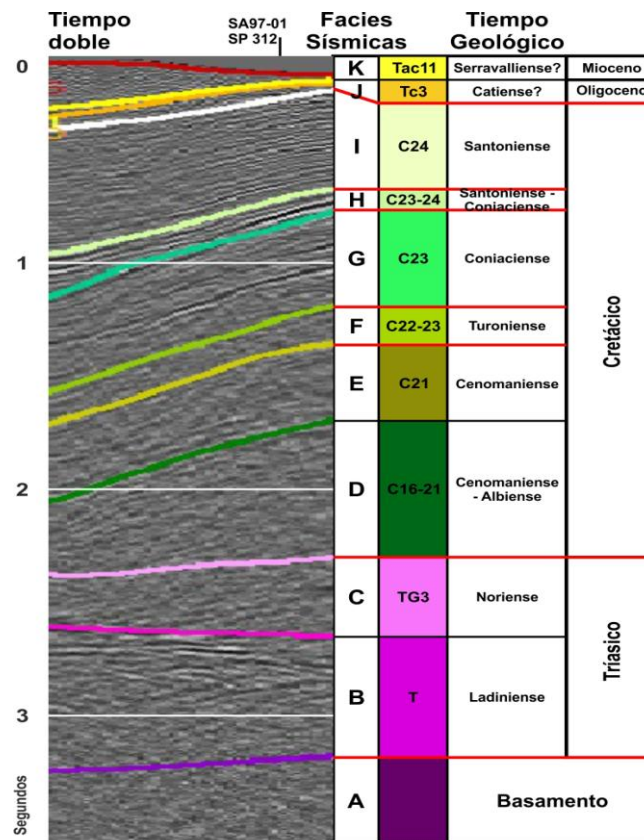
Fuente: Tomado de Belenguer, (2010). Modificado Arciniegas y Rojas (2014).



5.1 Facies del Diapiro Salinas de Añana, España

El análisis conjunto de diferentes parámetros sísmicos (configuración de reflectores, velocidad, forma externa de los reflectores, atributos, etc.) permite definir facies sísmicas dentro de cada secuencia (Figura 22 y Figura 23). Para esta descripción se siguieron los conceptos de Mitchum, et al. (1977) en la descripción y caracterización de facies sísmicas.

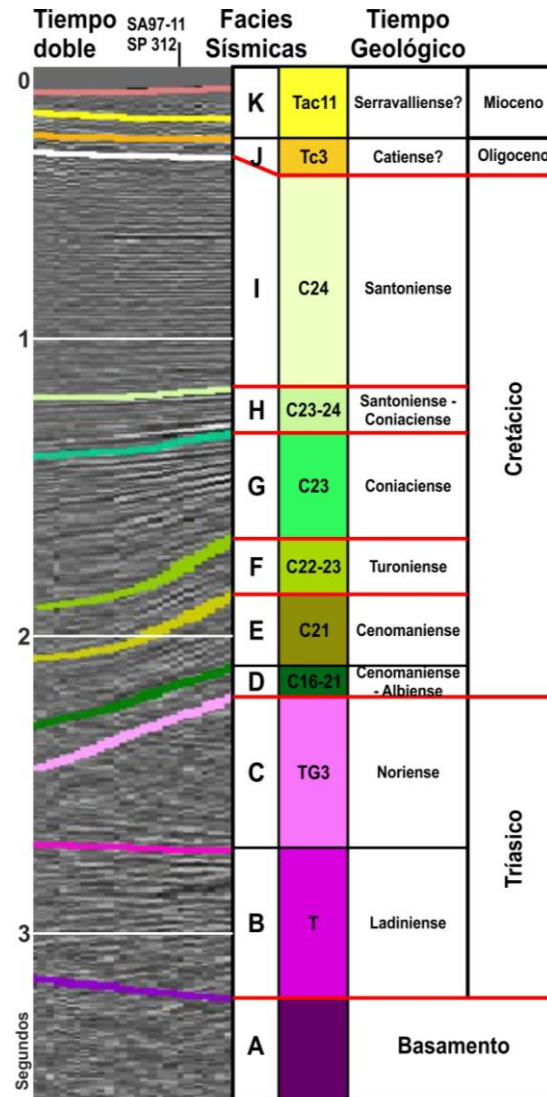
Figura 22. Facies sísmicas asociadas a las unidades estratigráficas presentes en el área de estudio. Línea SA97-01. Las discordancias están marcadas en líneas rojas, las líneas más gruesas corresponden a discordancias de carácter regional y las líneas delgadas a carácter local por crecimiento del diapiro.



Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).



Figura 23. Facies sísmicas asociadas a las unidades estratigráficas presentes en el área de estudio. Línea SA97-11. Las discordancias están marcadas en líneas rojas, las líneas más gruesas corresponden a discordancias de carácter regional y las líneas delgadas a carácter local por crecimiento del diapiro.



Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).



5.2 Descripción de las Facies Sísmicas

Para este apartado se siguieron los conceptos de Mitchum, et al. (1977) en la descripción y caracterización de facies sísmicas.

- **Facies Sísmica A**

Esta facies sísmica se corresponde con el basamento acústico de la cuenca. Presenta una configuración dominante sin reflectores aunque en algunos sectores se aprecian reflectores de tipo caótico. La continuidad lateral de los reflectores es nula y no se aprecian unidades más profundas. Es correlacionable con el basamento no diferenciado de edad paleozoica.

- **Facies Sísmica B**

Presenta una configuración dominante con fuerte intensidad subparalela con una continuidad limitada. Su relación de contacto con la unidad superior es de tipo discordante y con la inferior es discordante marcada por la truncadura erosiva del basamento acústico de la cuenca. Es correlacionable con la unidad estratigráfica de las Calizas de las facies Muschelkalk.

- **Facies Sísmica C**

Presenta una configuración dominante de tipo contorsionado y muy ocasionalmente se aprecian reflectores paralelos de poca continuidad e intensidad. Localmente se aprecian facies sísmicas transparentes. Su relación de contacto con la unidad inferior es de tipo discordante downlap. Es correlacionable con la unidad estratigráfica de las evaporitas de las facies Keuper.



- **Facies Sísmica D**

Hacia el techo presenta una configuración dominante de tipo paralelo con una intensidad fuerte pero a medida que se avanza en profundidad se degrada el carácter del reflector pasando de subparalelo a contorsionado. La continuidad de la reflexión en el techo de la unidad es buena y se vuelve más difícil de seguir a medida que va pasando a subparalela. La relación de contacto con la unidad inferior es de tipo discordante downlap. Es correlacionable con la unidad estratigráfica de las Lutitas de la Fm. Valmaseda.

- **Facies Sísmica E**

Presenta una configuración dominante de tipo subparalelo de intensidad suave y ocasionalmente contorsionado. La continuidad de los reflectores es muy limitada al igual que en la facies F y su relación de contacto con la unidad inferior es de tipo concordante. Es correlacionable con la unidad estratigráfica de las alternancias lutitas-calizas, lutitas-areniscas de la Fm. Flysch.

- **Facies Sísmica F**

Usualmente presenta unos reflectores poco intensos que lateralmente desaparecen. Cuando presenta reflectores, estos son subparalelos y de poca intensidad, la continuidad de estos reflectores es muy limitada y su relación de contacto con la unidad inferior es de tipo onlap con truncaduras erosivas. Es correlacionable con la unidad estratigráfica de las calizas de la Fm. Gárate.



- **Facies Sísmica G**

Presenta una configuración dominante de tipo subparalela, la continuidad de la reflexión es buena lateralmente en los reflectores de rayado fuerte pero en los suaves es de muy corta continuidad. Su relación de contacto con la unidad inferior es de tipo discordante a paraconcordante al norte y discordante con truncaduras erosivas al sur. Es correlacionable con la formación estratigráfica de las margas de la Fm. Zuazo.

- **Facies Sísmica H**

Presenta una configuración dominante de tipo subparalela divergente con alternancia de intensidad fuerte y suave. La continuidad de la reflexión es buena y su relación de contacto con la unidad inferior es de tipo *onlap*. Es correlacionable con la formación estratigráfica de las calizas de la Fm. Subijana.

- **Facies Sísmica I**

Presenta una configuración dominante de tipo subparalelas divergentes, la continuidad de la reflexión es muy buena a pesar de que su intensidad no es muy fuerte. Su relación de contacto con la unidad superior es de tipo discordante con truncaduras erosivas mientras que con la unidad inferior es de tipo discordante *onlap*. Es correlacionable con la formación estratigráfica de las margas de la Fm. Osma.

- **Facies Sísmica J**

La configuración dominante es de tipo contorsionado, la continuidad de la reflexión es extremadamente corta y su relación de contacto con la unidad inferior es de



tipo discordante hacia la base. Es correlacionable con la unidad estratigráfica de los conglomerados de la Fm. Pobes.

- **Facies Sísmica K**

Presenta una configuración dominante de tipo caótico, la continuidad de la reflexión es prácticamente nula y su relación de contacto con la unidad inferior es de tipo discordante a la base. Es correlacionable con la unidad estratigráfica Depósitos de Ladera.

5.3 Descripción de las Líneas Sísmicas

De los perfiles sísmicos estudiados en este proyecto se utilizaron (15 Líneas Sísmicas ver Anexo. 6) para su discusión se tomaron las siguientes líneas sísmicas: [SA97-01(Figura 24), SA97-05 (Figura 25), SA97-06 (Figura 26), SA97-07 (Figura 27), SA97-11 (Figura 28) y SA4 (Figura 29).

Estos perfiles cortan el diapiro permitiéndonos analizar su respectivo comportamiento y una aproximación de la evolución lateral del Diapiro Salinas Añana, y también nos permite un mejor análisis respecto a la geometría del mismo.

5.3.1 Línea Sísmica SA97-01

Esta línea está situada en el flanco occidental del diapiro de estudio (Figura 24.), cercana a la zona donde el diapiro perfora los materiales de la cobertera, por lo que nos permite disponer de información de los materiales encajantes previamente a su deformación.



Las unidades sísmicas A y B, permanecen sub horizontales y falladas normalmente en todos los perfiles sísmicos con vergencia hacia el sur. Por debajo de los materiales del Triásico Inferior se encuentra el basamento de la cuenca formado por materiales Paleozoicos.

La unidad correspondiente a los materiales salinos de las Facies Keuper (unidad sísmica C) corresponde al nivel fuente de los materiales salinos que dieron aporte al desarrollo y crecimiento del Diapiro Salinas de Añana. Esta unidad refleja un adelgazamiento hacia SSO en donde probablemente fuera de la zona cubierta por el perfil sísmico, se desarrolló una soldadura de tipo primario (Jackson y Cramez, 1989). Hacia el NNE el espesor de estos materiales aumentan y muestran una ligera geometría antiformal la cual es afectada por una falla normal con buzamiento norte que afecta el flanco sur del pliegue.

Las formaciones ubicadas estratigráficamente más bajas (Fms. Valsameda, Flysh y Gárate), en relación (unidades sísmicas D, E y F) tienen un comportamiento sísmico similar hasta alcanzar el tope del Triásico Superior. Estas tres formaciones conservan moderadamente su espesor a lo largo de todo el perfil y muestra un leve plegamiento.

Por debajo de esta unidad encontramos las facies Muschelkalk en la cual sus materiales se encuentran afectados por una falla de tipo normal con buzamiento SSO. Estos materiales muestran importantes diferencias en grosor entre el bloque inferior y superior de la estructura.

La unidad G representa un crecimiento de estratos al ver su aumento de espesor de materiales desde el Norte hasta el Sur de la línea sísmica.

Los materiales de la Formación Osma (unidad sísmica I), junto con la infra yacente Formación Subijana (H) presentan un claro adelgazamiento hacia el NNE. Estas

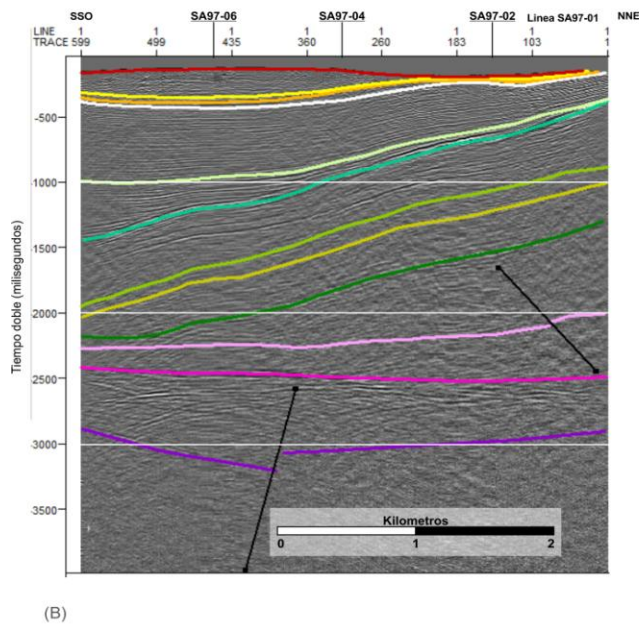
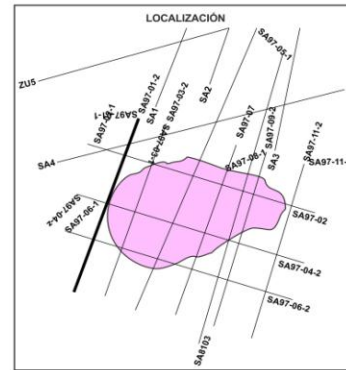
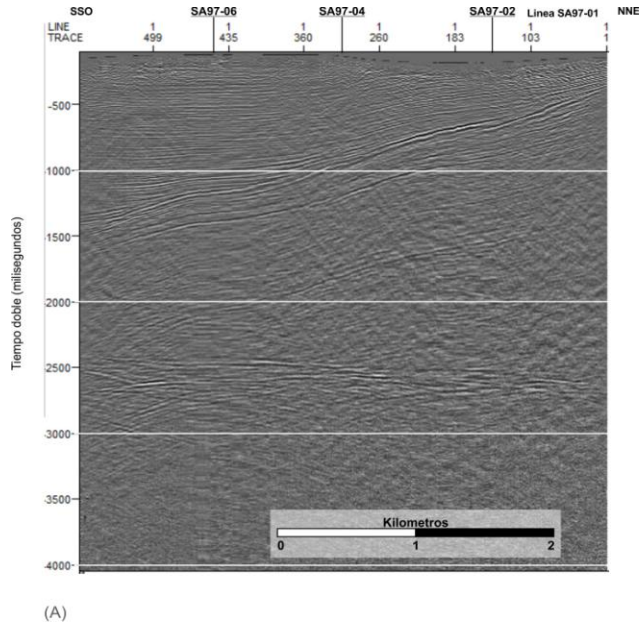


formaciones están separadas por una discordancia y un leve plegamiento interno con una amplia longitud de onda. En la base de la Formación Subijana (unidad sísmica H) podemos observar una relación de onlap sobre el techo de la Formación Zuazo (infra yacente).

Las unidades sísmicas J, K, se mantienen sub paralelas y se observa una secuencia de plegamientos antiforme-sinforme hacia el NNE.



Figura 24. (A) Localización línea sísmica SA97-01, (B) línea sísmica interpretada.



- CONVENCIONES**
- ★ Techo de Dep. de Ladera (Tc3)
Discordancia del Mioceno
 - ★ Techo de Pobes (Tc3)
Oligoceno
 - ★ Techo de Osmá (C24)
Discordancia del Santoniense
 - ★ Techo de Subijana (C23-24)
Coniaciense
 - ★ Techo de Zuazo (C23)
Coniaciense
 - ★ Techo de Garate (C22-23)
Discordancia del Turoniense
 - ★ Techo de Flysich (C21)
Discordancia del Cenomaniense
 - ★ Techo de Valmaseda (C13-21)
Albiano - Cenomaniense
 - ★ Techo de Keuper (TG13)
Discordancia del Noriense
 - ★ Techo de Muschelkalk (T)
Ladiniense
 - ★ Techo de Basamento indiferenciado
Discordancia del Pérmico

Línea SA97-01.

Fuente: Tomado de base de datos (IGME) Modificado por Arciniegas y Rojas (2014)



5.3.2 Línea Sísmica SA97-05

En el flanco SSO del diapiro la variación de buzamiento es más marcada que en el flanco NNE. Estas variaciones de buzamiento fueron relacionadas Jackson y Vendeville (1994) con la relación existente entre la tasa de sedimentación y la tasa de extrusión salina de un diapiro salino. La geometría del contorno del diapiro Salinas de Añana en el flanco SSO permite inferir que se produjo una rápida extrusión del material salino durante la deposición del tope de la Formación Osma (ver Figura 25).

Las unidades sísmicas A y B, permanecen sub horizontales y falladas normalmente en todos los perfiles sísmicos con vergencia hacia el sur.

En esta línea sísmica se puede observar una sección completa del diapiro Salinas de Añana. Los materiales del Keuper (unidad sísmica C) en este perfil alcanzan la superficie topográfica. En sección se observa una estructura salina diapírica la cual presenta unas paredes verticales hasta el techo de la (unidad sísmica I) a partir de donde pierden buzamiento gradualmente engrosando nuevamente el diámetro de la estructura salina.

La unidad D es claro indicador de estratos de crecimiento como se puede observar en donde estos alcanzan su máximo potencial hacia la zona Norte y hacia la zona más SSO se observa una reducción marcada en los materiales del estrato aunque de igual forma permanece sub paralela a la unidad suprayacente, y se observa claramente como pasa a un sinforme al salir de una estructura antiforme.

En las unidades sísmicas E y F en general se mantienen sub paralelas, aunque al extremo sur aumenta levemente su espesor y la línea sísmica E tiende a aumentar su espesores de forma suave al acercarse al contacto con el diapiro.

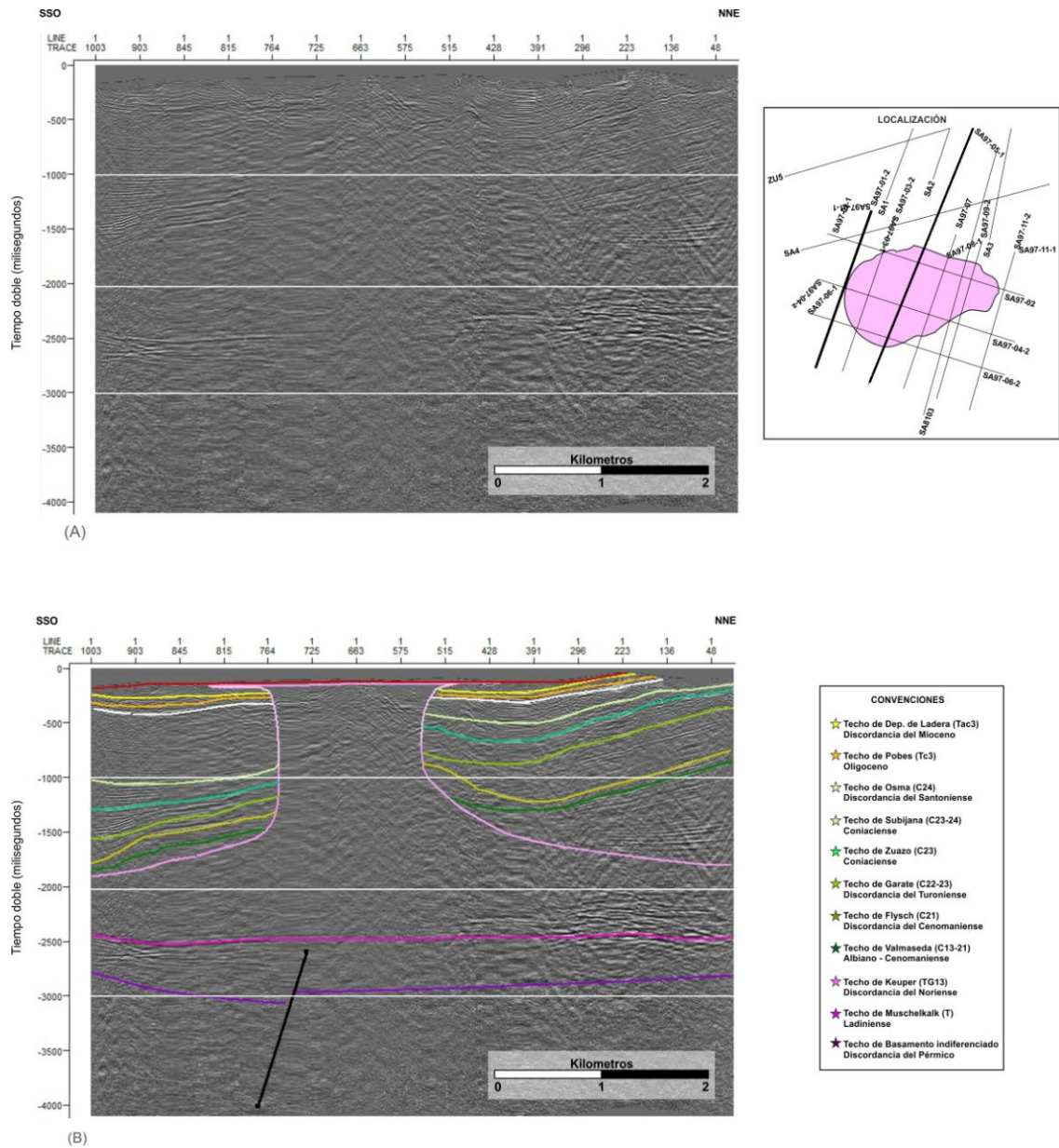


Las unidades G, H, E, I, la tendencia divergente es claro indicador de estratos de crecimiento como se puede observar en donde estos alcanzan su máximo potencial hacia la zona Sur para H, E, I. En esta línea se observa en la parte central está denominada por el ascenso de la estructura hasta el nivel profundo, en la zona más Norte se observa una secuencia de plegamientos antiforme-sinforme los cuales no afectan a los niveles somero y profundo.

Las unidades J y K, se observa que están siendo afectadas por dos sinformes y se aprecia su relación discordante con la base al estar siendo cortados por la unidad sísmica C la cual aflora hasta la superficie.



Figura 25. (A) Localización línea sísmica SA97-05, (B) línea sísmica interpretada.



Línea SA97-05

Fuente: Tomado de base de datos (IGME) Modificado por Arciniegas y Rojas (2014).



5.3.3 Línea Sísmica SA97-06

Este perfil muestra un diapiro enterrado, revelando información de su comportamiento halocinético temprano. (Figura 26) En esta imagen se observa como el diapiro no corta o perfora ninguna de las formaciones por lo cual se puede interpretar que el diapiro se encontraba en tiempo de actividad baja y los reflectores son intensos y subparalelos en gran parte de la imagen.

Las unidades sísmicas A y B, permanecen sub horizontales y falladas normalmente en todos los perfiles sísmicos con vergencia hacia el sur.

En la unidad C refleja un adelgazamiento hacia SSO en donde probablemente fuera de la zona cubierta por el perfil sísmico y hacia la parte Norte aumenta los espesores de este material y se observa el crecimiento lento del diapiro.

Las formaciones Flysh y Valsamedia (unidad sísmica D y E) conservan moderadamente su espesor a lo largo de todo el perfil y muestra un plegamiento el cual se infiere que es por el crecimiento del diapiro (unidad sísmica C).

La línea sísmica F se observa un plegamiento hacia la parte SSO en donde se puede ver un aumento en el espesor del material el cual disminuye hacia la zona más Norte, podemos inferir que hay estratos de crecimiento al estarce acercando al diapiro.

En la unidad sísmica G y H observamos que siguen siendo subparalelas a las anteriores aunque al extremo SSO aumenta levemente su espesor.

La unidad sísmica I la tendencia divergente es claro indicador de estratos de crecimiento como se puede observar en donde estos alcanzan su máximo

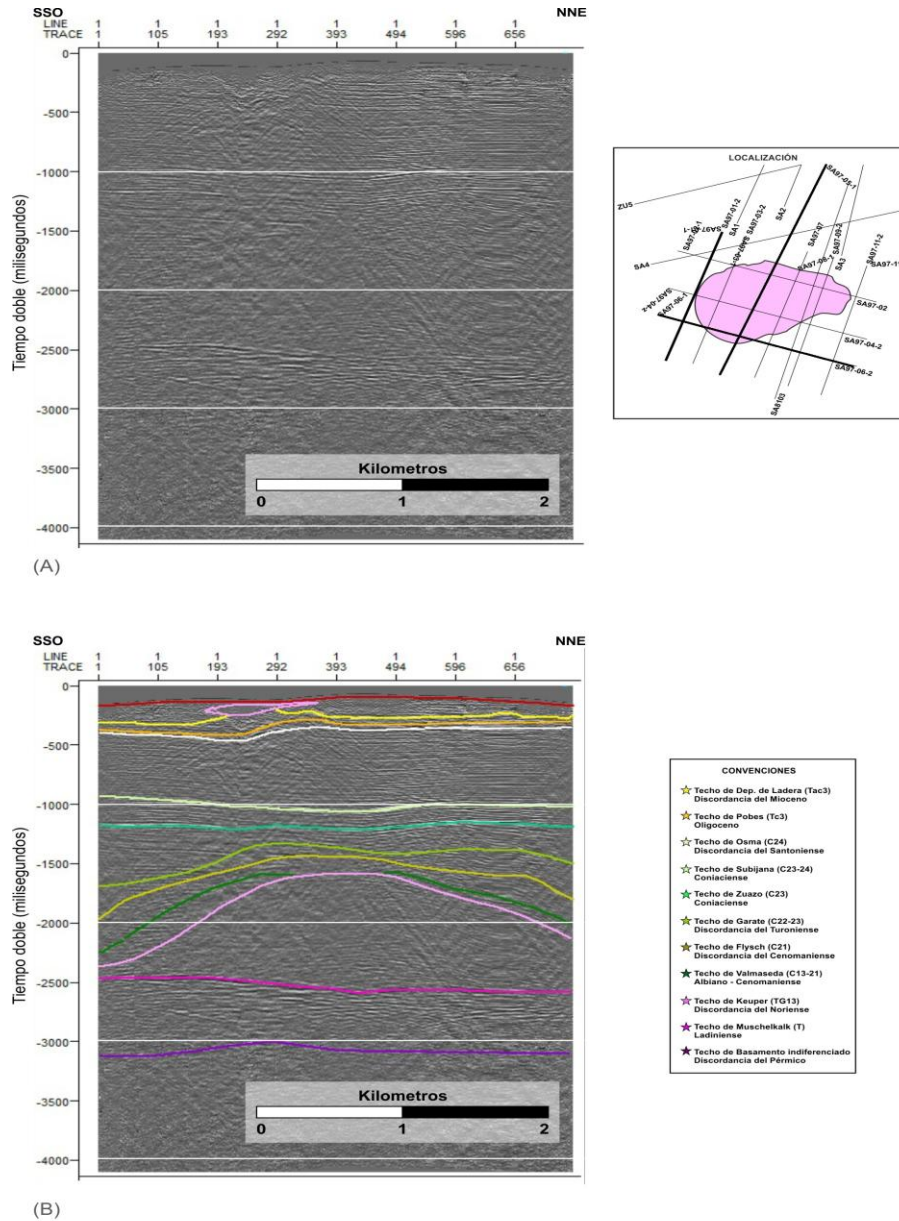


potencial tanto a la parte Norte como a la parte SSO de la línea sísmica y se puede observar gracias a que sus reflectores son bastante claros y continuos.

Las unidades sísmicas J, K, se mantienen sub paralelas y se observa una secuencia de plegamientos antiformal-sinforme. En la unidad sísmica I se observa como la divergencia es claramente un indicador de los estratos de crecimiento al observar que tanto a la zona Norte como la zona Sur alcanzan su máximo potencial, esta unidad sigue siendo Sub paralela a las anteriores.



Figura 26. (A) Localización línea sísmica SA97-06, (B) línea sísmica interpretada.



Linea SA97-06.

Fuente: Tomado de base de datos (IGME) Modificado por Arciniegas y Rojas (2014).



5.3.4 Línea Sísmica SA97-07

En esta línea sísmica se puede observar una sección completa del diapiro Salinas de Añana. En el flanco SSO del diapiro la variación de buzamiento es más marcada que en el flanco NNE (ver Figura 27). Estas variaciones de buzamiento fueron relacionadas Jackson y Vendeville (1994) con la relación existente entre la tasa de sedimentación y la tasa de extrusión salina de un diapiro salino. La geometría del contorno del diapiro Salinas de Añana en el flanco SSO permite inferir que se produjo una rápida extrusión del material salino durante la deposición del tope de la Formación Osma.

Las unidades sísmicas A y B son las más profundas, mantienen sus características de subhorizontales y se presentan un fallamiento normal.

Los materiales del Keuper en este perfil alcanzan la superficie topográfica. En sección se observa una estructura salina diapírica (unidad C) la cual presenta unas paredes verticales aunque con más curvatura que la anterior SA97-05 hasta el techo de la (unidad sísmica I) a partir de donde pierden buzamiento gradualmente engrosando nuevamente el diámetro de la estructura salina.

La unidad D hacia el SSE se hace su espesor muy pequeño a diferencia de la parte NNE en donde se ve en engrosamiento de los materiales y se puede concluir un claro indicador de crecimiento hacia la zona más Norte del diapiro.

En las unidades sísmicas E y F en general se mantienen sub paralelas, aunque al extremo sur disminuye levemente su espesor y la línea sísmica E tiende a aumentar su espesores de forma suave al acercarse al contacto con el diapiro hacia el NNE.

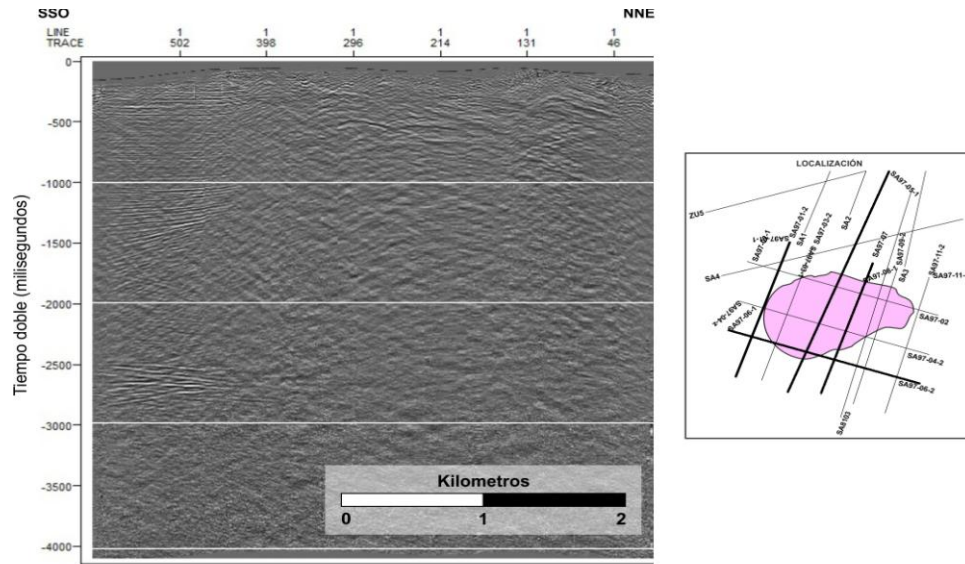


Las unidades G, H, E, I, la tendencia divergente es claro indicador de estratos de crecimiento como se puede observar en donde estos alcanzan su máximo potencial hacia la zona Sur para H, E, I.

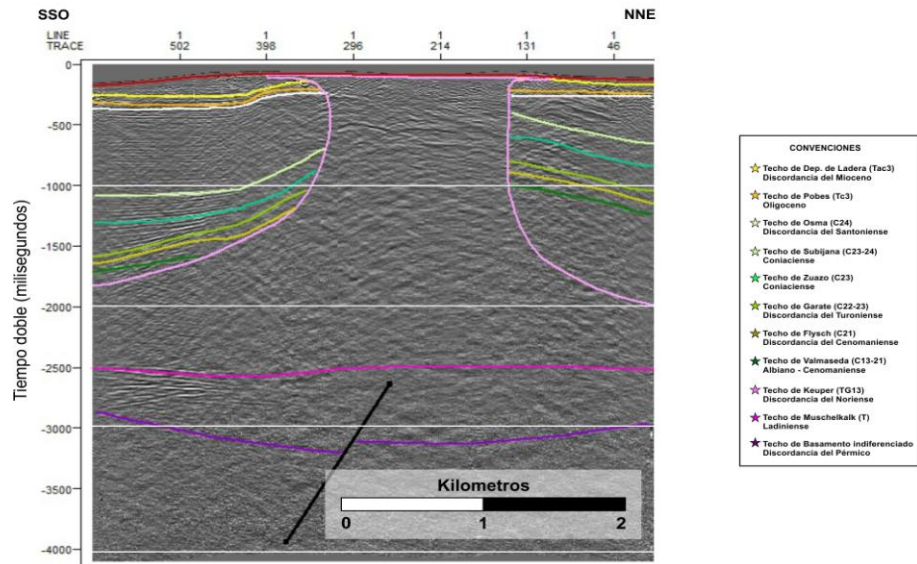
Las unidades J y K, se observa que están siendo afectadas por dos sinformes y se aprecia su relación discordante con la base al estar siendo cortados por la unidad sísmica C la cual aflora hasta la superficie.



Figura 27. (A) Localización línea sísmica SA97-07, **(B)** línea sísmica interpretada.



(A)



(B)

Línea SA97-07.

Fuente: Tomado de base de datos (IGME) (A) Modificado por Arciniegas y Rojas (2014) (B).



5.3.5 Línea Sísmica SA97-11

Este perfil muestra un diapiro enterrado a diferencia de la imagen anterior, revelando información de su comportamiento halocinético temprano. (Figura 28). En esta imagen se ve como el diapiro perfora hasta los materiales del Zuazo (línea sísmica G), por lo cual, se destaca la pérdida de cota topográfica del techo del diapiro lateralmente. Esto hace pensar en que esta estructura evoluciona lateralmente hacia el SE.

Las unidades sísmicas más profundas A y B, se mantienen en sus características de subhorizontalidad y fallamiento normal.

En tanto que las unidades sísmicas C y D se adelgazan de una forma bastante notoria hacia el sur, contrario al comportamiento que presenta hacia la zona más Norte donde mantienen su espesor constante.

Hacia la parte Norte de la unidad E se ve una tendencia a aumentar su espesor, el cual hasta estos momentos se registra a diferencia de las demás imágenes, y es de importancia ya que está directamente implicado en la formación de estratos de crecimiento por el crecimiento del mismo diapiro.

Las unidades F y G se mantienen subparalelas y mantienen el aspecto antiforme con eje en la zona centro la cual es denominada por el ascenso del diapiro, el cual solo corta completamente hasta la unidad sísmica F es decir la Fm Garate.

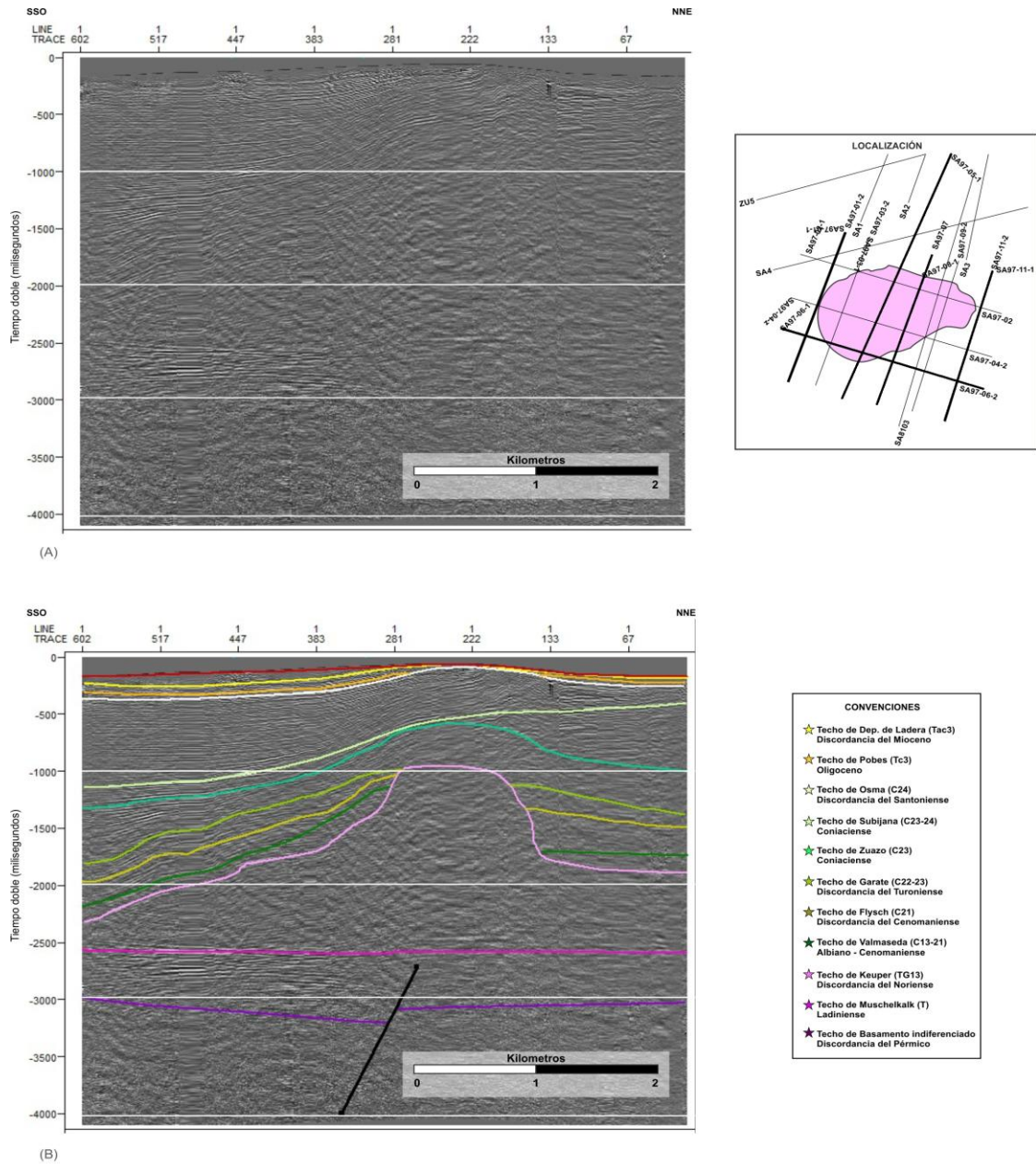
Las unidades H, E, I, la tendencia divergente es claro indicador de estratos de crecimiento como se puede observar en donde estos alcanzan su máximo potencial hacia la zona Sur en la unidad I, al contrario pasa en la unidad H en donde se observa que su crecimiento es más homogéneo pero con tendencia a aumentar hacia la zona más NNE viéndose afectado por un Antiforme.



En la parte más somera, J y K, se conservan la tendencia descrita en los anteriores perfiles, formando dos sinformes separados por la zona centro con un alto estructural de la unidad sísmica I, Fm Osma.



Figura 28. (A) Localización línea sísmica SA97-11, (B) línea sísmica interpretada.



Línea SA97-11.

Fuente: Tomado de base de datos (IGME) (A) Modificado por Arciniegas y Rojas (2014) (B).



5.3.6 Línea Sísmica SA4

En este perfil sísmico se observa ya un mayor crecimiento del diapiro aunque del mismo modo que la línea sísmica anterior no corta ninguna de las formaciones pero si ya genera plegamientos de una alta intensidad (Figura 30).

Las unidades sísmicas A y B, permanecen sub horizontales y falladas normalmente en todos los perfiles sísmicos con vergencia hacia el sur.

La unidad sísmica C se adelgaza de una forma bastante notoria hacia el sur, contrario al comportamiento que presenta hacia la zona más Norte donde su espesor es mayor y se mantiene constante.

La unidad D presenta mayor tendencia de espesor hacia las parte más SSO y se observa una secuencia de plegamientos antiforme-sinforme hacia la parte central del diapiro, y reduce su espesor en material hacia la parte NNE.

La unidad E no se encuentra subparalela a la anterior ya que presenta plegamiento marcado reduciendo su espesor hacia la parte NNE, y Las unidades F y G se mantienen subparalelas y mantienen el aspecto antiforme con eje en la zona centro la cual es denominada por el ascenso del diapiro.

La unidad sísmica H se observa de un modo diferente a la anterior pues en esta a pesar de que este sub paralela, los estratos se hacen de mayor espesor de material hacia el NNE, igualmente presenta los plegamientos antiformes - sinforme.

La unidad sísmica I se observa un claro crecimiento de estratos al aumentar su espesor, se mantiene sub paralela respecto a las anteriores aunque presenta

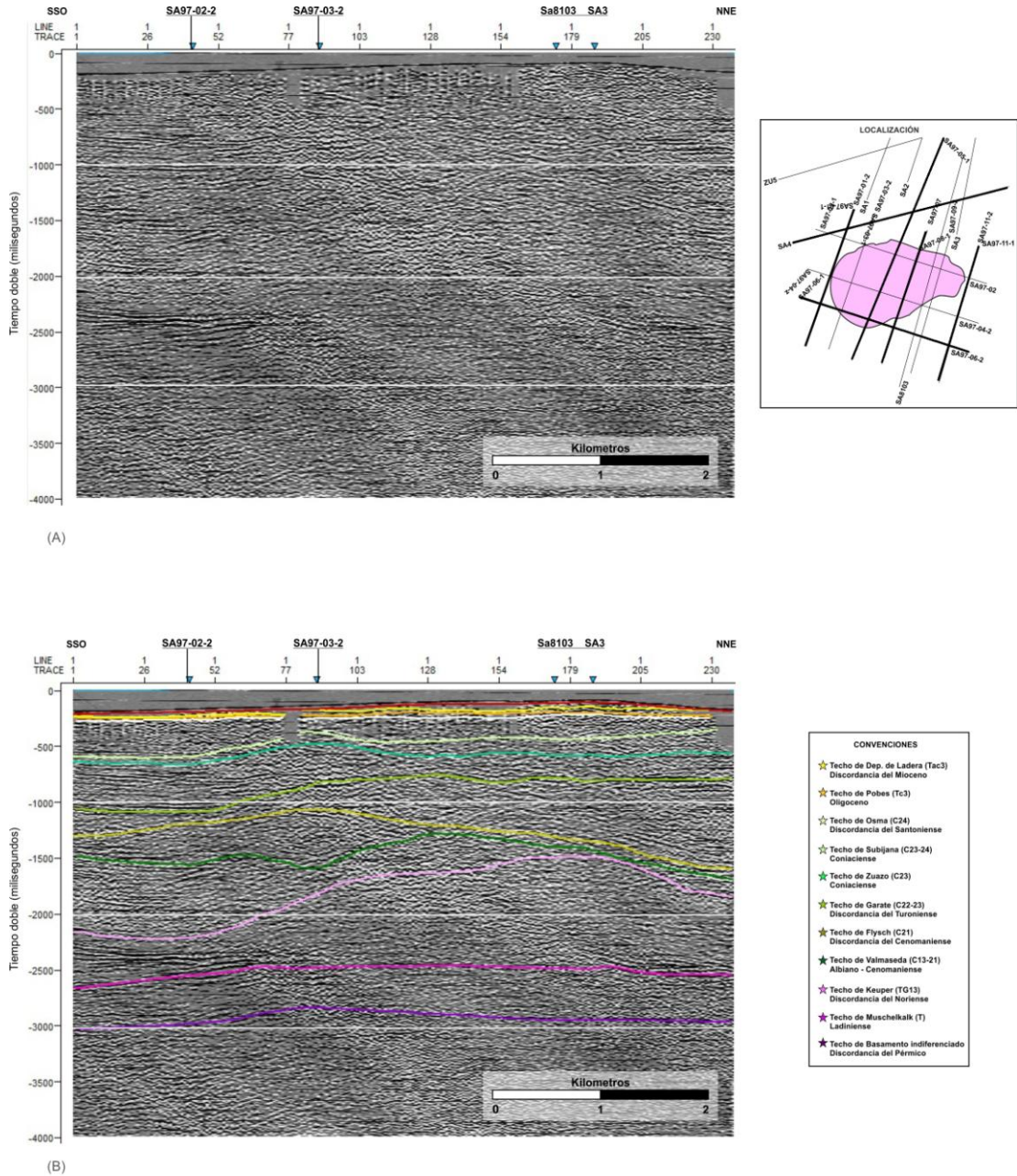


mayor tendencia de espesor hacia las parte más SSO y se observa una secuencia de plegamientos antiformal-sinforme hacia la parte central del diapiro.

En las unidades sísmicas J, K, podemos observar al igual que las anteriores figuras excepto la línea sísmica SA97-05 están de forma subparalela y con un espesor constante aunque se observan lugares en donde hay mucho ruido o perdida de información no afectando así la descripción de las unidades.



Figura 29. (A) Localización línea sísmica SA4, (B) línea sísmica interpretada.



Línea SA4.

Fuente: Tomado de base de datos (IGME) Modificado por Arciniegas y Rojas (2014).

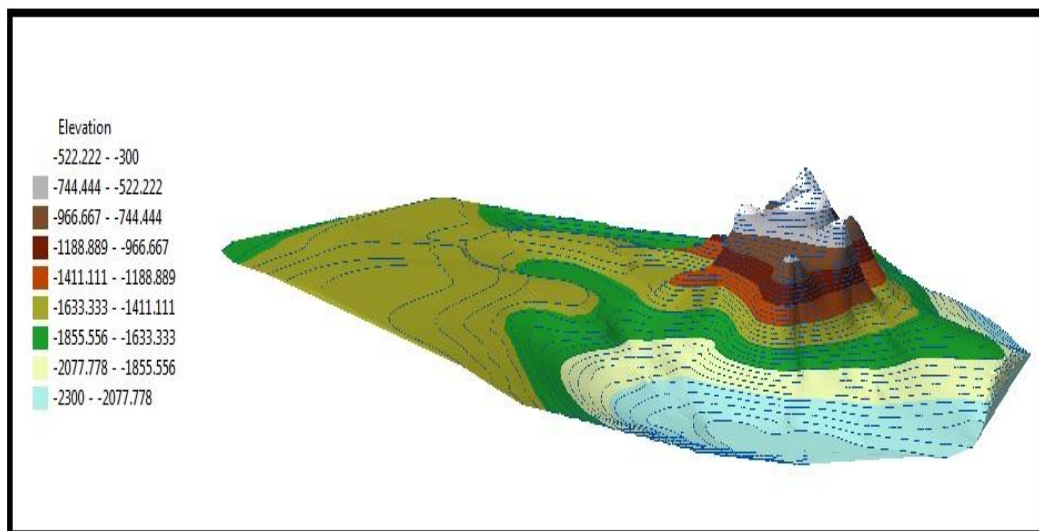


CAPITULO VI: MODELAMIENTO 3D

6. CREACIÓN DEL MODELO 3D

A partir de los horizontes y las trazas de las fallas interpretadas en la sísmica digital se construyó un modelo geológico 3D (Figura 30), con el programa Arcgis. Este modelo permitió la creación de diversos mapas para cada uno de los horizontes (ver Anexo. 7).

Figura 30. Modelo 3D del Diapiro Salinas de Añana.

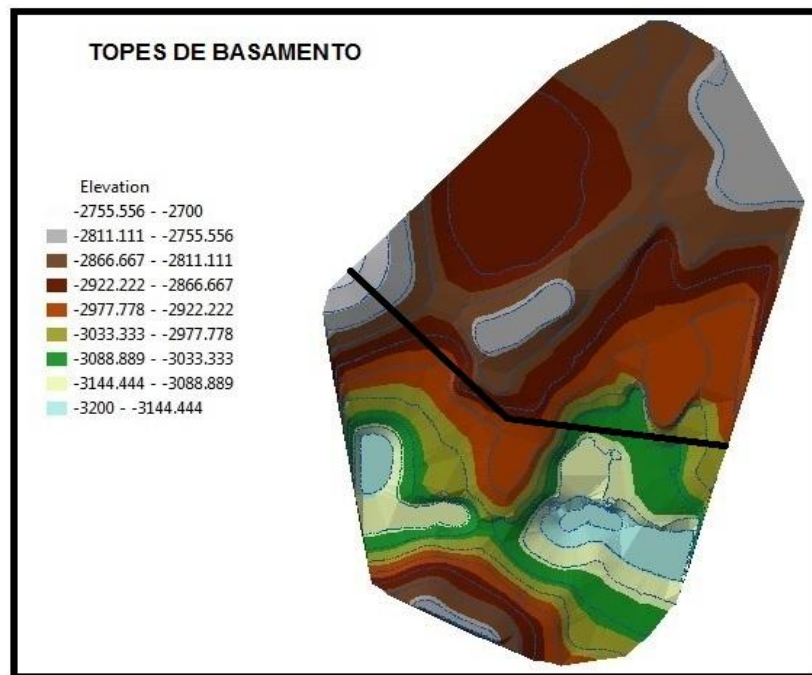


Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).

El mapa de techo de basamento (Figura 31) muestra la presencia de la falla normal de dirección ONO-ESE que afecta al basamento y controla el espesor de los materiales suprayacentes.



Figura 31. Mapa de topes de Basamento. El basamento está afectado por una falla normal de zócalo.

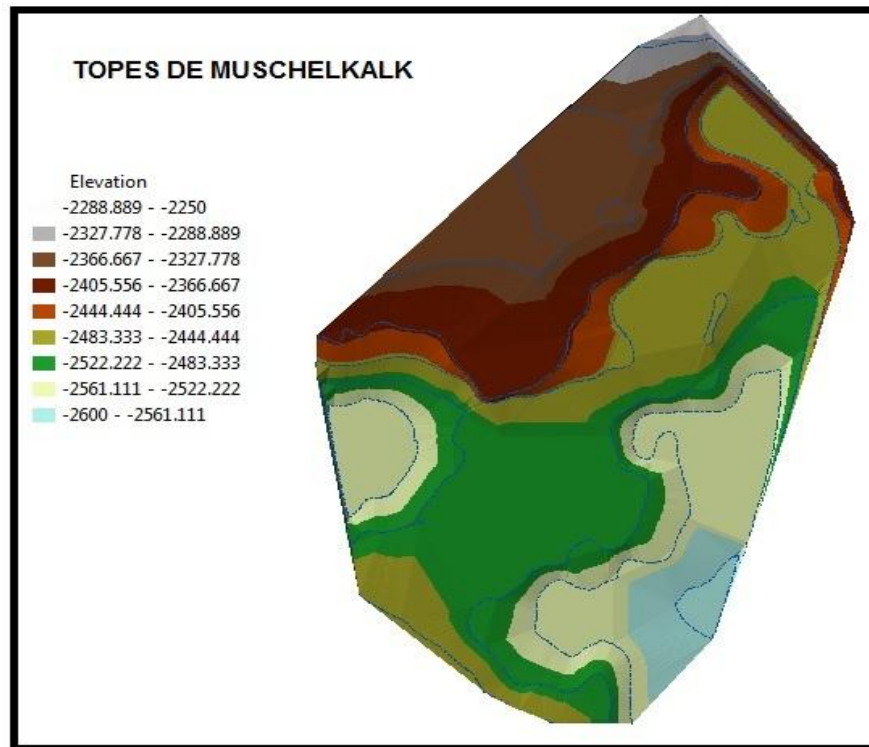


Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).

El mapa del techo de las facies del Muschelkalk (Figura 32) muestra una superficie bastante horizontal, con una suave tendencia a disminuir su profundidad en el sector suroeste siguiendo la misma tendencia mostrada por la falla normal del basamento, pero sin ser atravesado por esta. De igual forma, el espesor de esta unidad se adelgaza hacia el sur.



Figura 32. Mapa de topes de Muschelkalk.

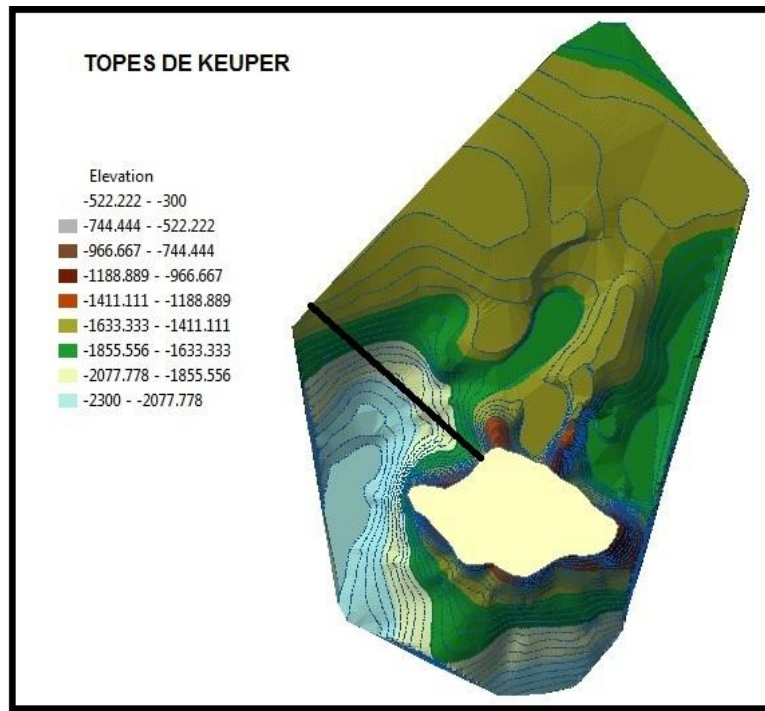


Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).

El techo de las facies del Keuper (Figura 33) muestra de una manera muy clara la geometría de la estructura salina interpretada en la sísmica. Se aprecia que en su parte central no muestra valores (parte en blanco) ya que corresponde al tronco del diapiro.



Figura 33. Mapa de topes de Keuper.



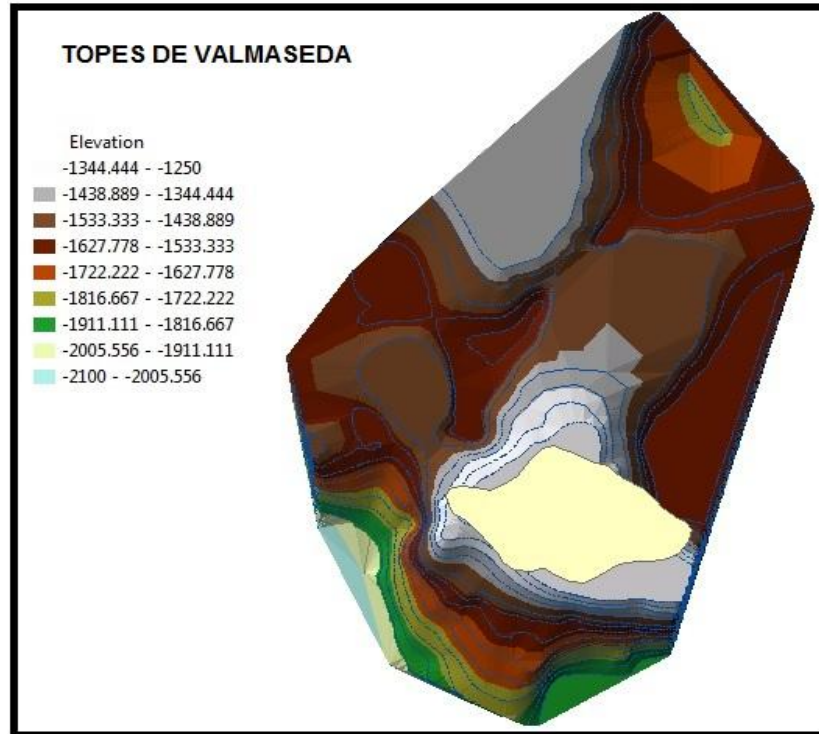
Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).

Del mismo modo, esta figura muestra que las paredes de la estructura salina están verticalizadas (entre 300 y 1400 milisegundos) mientras que a partir de esta profundidad las paredes pierden buzamiento hasta alcanzar valores subhorizontales. Confirma el adelgazamiento hacia el sur, pero también muestra un aumento en potencia hacia el noreste. En el mapa para profundidades inferiores a 300 milisegundos mostraría la posible extrusión del diapiro.

La Formación Valmaseda se adelgaza hacia el sur, disminuyendo en espesor drásticamente de 600 milisegundos en el sector norte hasta desaparecer (Figura 34).



Figura 34. Mapa de topes de Valmaseda.



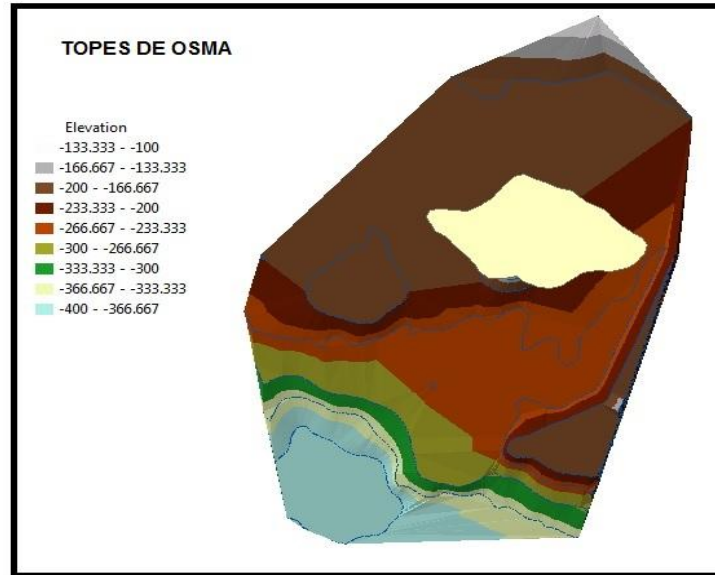
Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).

En general la orientación del buzamiento regional es SO prácticamente ortogonal al eje del diapiro. La zona norte del área de interés presenta un espesor considerablemente mayor de la Formación Valmaseda, que se interpreta equivalente al Valmaseda Inferior, de edad Aptiense, pero no es posible corroborarlo con los datos disponibles actualmente.

En el flanco sur de la Fm. Osma (Figura 35). Los espesores de esta unidad en el sector norte no son representativos por cuanto se encuentra expuesta en superficie y ha sido parcialmente erosionada.



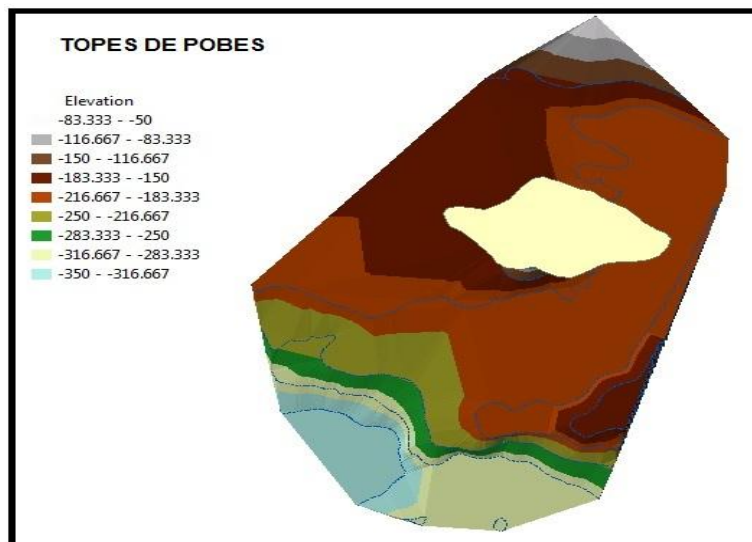
Figura 35. Mapa de topes de Osma.



Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).

Finalmente, la Formación Pobes (Figura 36) se muestra controlada por los flancos del Sinclinal de Miranda Treviño, que restringe su espesor y continuidad lateral.

Figura 36. Mapa de topes de Pobes.

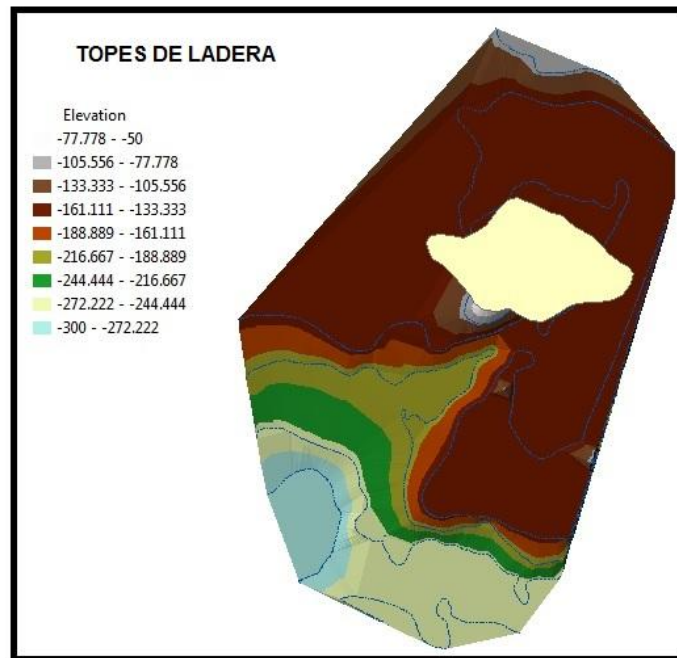




Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).

Finalmente los depósitos de ladera del Mioceno (Figura 37) presentan similares características a la unidad anterior.

Figura 37. Mapa de topes de Ladera.



Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).



CAPITULO VII: EVOLUCION DEL DIAPIRO SALINAS DE AÑANA

7. MODELO EVOLUTIVO DEL DIAPIRO SALINAS DE AÑANA

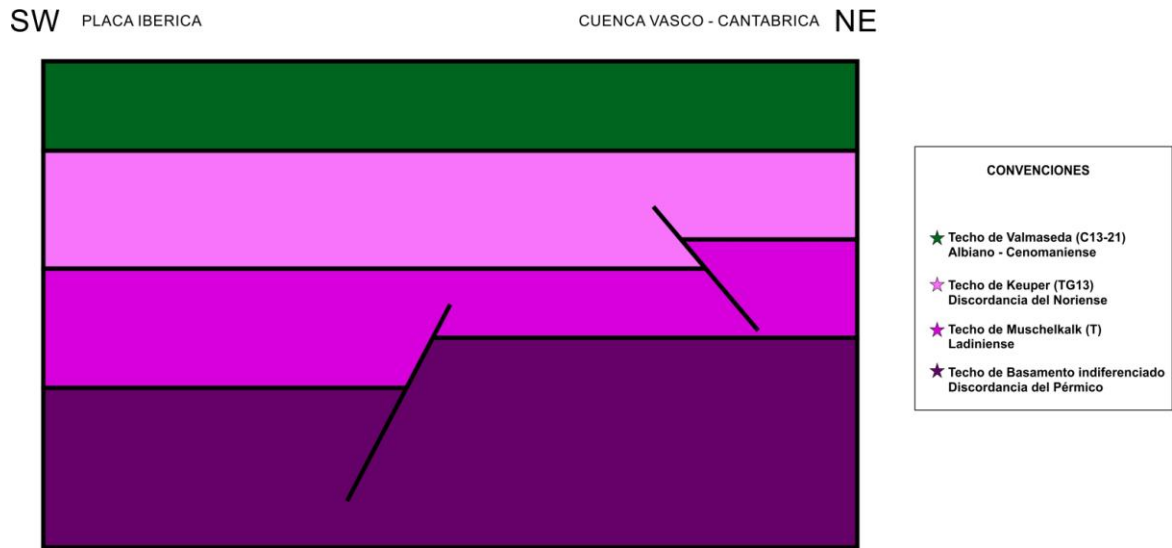
La evolución de la zona de estudio estuvo fuertemente condicionada por los movimientos relativos de las placas de Iberia, Eurasia y África, presentando una evolución geológica multiepisodica caracterizada por una primera fase extensiva (Jurásico superior-Cretácico Inferior) seguida de una etapa compresiva (Cretácico Tardío-Mioceno).

En el Aptiense- Albiense se presentan los primeros estadios de desarrollo del Diapiro Salinas de Añana en donde comienza su fase activa y ya se observan las fallas de tipo Normal a lo largo de la cobertera sedimentaria.

El basculamiento del basamento hacia el océano está promovido por la subsidencia en el margen. La sal tiende a fluir pendiente abajo e interacciona con la progresión y agradación de cuerpos sedimentarios, cuyos aportes proceden del continente. Es durante este periodo que la cuenca se individualiza y desarrolla su depocentro (Figura 38).



Figura 38. Aptiense-Albiense mostrando los primeros estadios del desarrollo del diapiro.



Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).

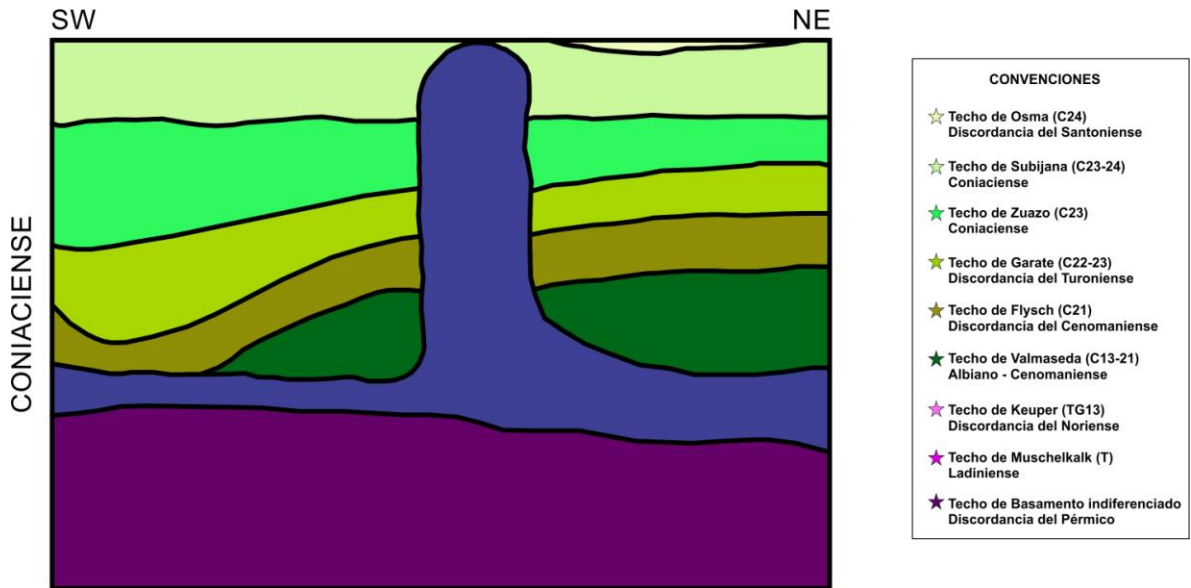
A partir del Cenomaniense- Turoniense el diapiro inicia una etapa de crecimiento pasivo llegando a la superficie de tal forma que se infiere que su tasa de crecimiento es similar a la tasa de sedimentación de los materiales.

En determinados sectores de la cuenca, como el estudiado en este trabajo se desarrollaron fallas normales que adelgazaron la cobertura, permitiendo el desarrollo de estructuras salinas, básicamente diapiros y/o paredes salinas que crecieron en una fase reactiva lo cual corresponde con (Vendeville y Jackson, 1992).

En el Coniaciense se observa como la velocidad de sedimentación fue mayor a la extrucción del diapiro debido a que se ve como queda enterrado el diapiro ya que se encontraba en una etapa de crecimiento pasivo la cual llega a su fin en esta edad. (Figura 49).



Figura 39. Se observa el engrosamiento de la pared de sal, el desplazamiento hacia el NE y su enterramiento.



Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).

En el diapirismo pasivo, no hay problema de espacio porque el diapiro permanece en la superficie (o muy próximo a ella) y son sus márgenes y su base las que hunden sin que haya por tanto desplazamiento de la cobertura. En este tipo de ascenso diapírico de las geometrías resultantes y las relaciones geométricas con las sucesiones sedimentarias adyacentes dependen fuertemente del balance entre las de ascenso y sedimentación (Giles y Lawton, 2002; Rowan et al., 2003; Schultz-Ela, 2003).

A partir de finales del Santoniense, la apertura más rápida del Océano Atlántico Sur produce el desplazamiento de África en sentido norte, y en consecuencia, la convergencia entre Iberia y la placa Eurasia lo cual se corresponde con Rosenbaum (2002), dando inicio a la historia compresiva de la Cuenca Vasco-Cantábrica, el Diapiro durante esta edad se observa que mantuvo una velocidad



de sedimentación menor a la velocidad de levantamiento, a pesar de encontrarse en un movimiento cinemático pasivo del diapiro. (Figura 40).

Figura 40. Esquema conceptual de la evolución del diapiro durante el Santoniense.



Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).

En sector norte la Fm. Osma presenta un marcado adelgazamiento en su espesor producto del crecimiento del diapiro y de la erosión posterior. Un nuevo hiato por erosión se presenta en su techo, que separa el Cretácico del Oligoceno a partir del Santoniano. Pobes – Paleógeno, Oligoceno. Conglomerados sueltos horizontales y discordantes, que afloran en la zona sur del sinclinal de Miranda – Treviño.

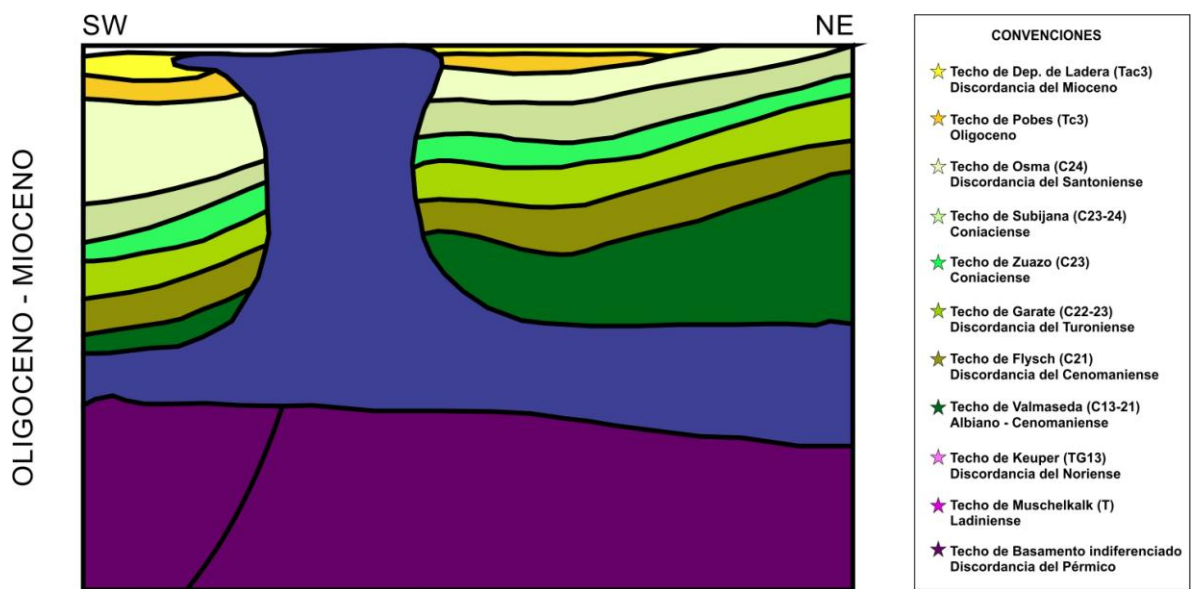
Las estructuras salinas formadas por materiales más débiles que sus encajes fueron fácilmente deformados en algunos sectores reactivando su crecimiento por compresión.

En el Oligoceno-Mioceno (Fm Pobes- Fm Ladera) respectivamente, se estructura que es la etapa actual del diapiro observando como intruye hasta la superficie



cortando todas las formaciones. Finalmente el diapiro Salinas de Añana es una estructura de forma prácticamente cilíndrica en parte inferior que presenta una ligera extrusión en su parte superior sobre los materiales del Paleoceno que ha sido fuertemente erosionada (Figura 41).

Figura 41. Situación actual del Diapiro Salinas de Añana.



Fuente: Arciniegas y Rojas (2014).



CONCLUSIONES

- En base a la vectorización de las secciones de las campañas sísmicas SA97, ZU5, SA, SA81 , fue posible hacer la interpretación de las líneas en el Software Petrel e identificar las diferentes características como Onlap, Toplap, Pliegues Sinformes y Antiformes las cuales son información de importancia para crear el modelo cinemático.
- En base a los horizontes interpretados junto con las fallas se construyó un modelo geológico 3D, el cual permitió la realización de mapas para cada horizonte creado (Formaciones) y posteriormente analizar sus rasgos geológicos.
- De acuerdo con la interpretación de las secciones sísmicas se logra identificar los Topes y Bases de las formaciones que componen la estructura del Diapiro Salinas de Añana (Basamento, Muschelkalk, Keuper, Valmaseda, Flysh, Garate, Suazo, Subijana, Osma, Pobes y Depósitos de Ladera), para su respectiva descripción.
- Se estableció que el inicio de la fase reactiva del Diapiro de Salinas de Añana tuvo lugar favorecido por la etapa distensiva del Cretácico Inferior (Aptiense), aprovechando una leve inclinación hacia el norte del depocentro de la Cuenca Vasco-Cantábrica y posee una sección longitudinal más prolongada que su sección transversal. Su forma inferior (hasta el Turoniense) sugiere una velocidad de sedimentación más rápida que su velocidad de levantamiento. Hasta el Coniaciense las dos tasas permanecieron en un equilibrio que se rompió hacia el Santoniense, cuando el diapiro queda enterrado por una tasa de sedimentación más alta. Finalmente, hacia el Oligoceno-Mioceno la reactivación de la tasa de



crecimiento del diapiro debido a la tectónica compresiva, supera la tasa de sedimentación y el diapiro expuesto en superficie es expuesto a la acción erosiva.



RECOMENDACIONES

- Se sugiere realizar estudios que complementen los trabajos realizados en el área, como el análisis e interpretación de fotografías aéreas para establecer diferentes parámetros geológicos posibles.
- Se recomienda complementar este estudio de interpretación del Diapiro Salinas de Añana, con análisis petrofísicos, correlación de registros de pozos y que estos estén amarrados a la sísmica para continuar caracterizando el modelo evolutivo de este diapiro.



BIBLIOGRAFÍA

ÁBALOS, B.; ALKORTA, A. E IRÍBAR, V. (2008). Geological and Isotopic Constraints on the structure of the Bilbao Anticlinorium (Basque – Cantabrian Basin, North Spain). *Journal of Structural Geology*, 30, 1354 – 1367.

ACOSTA, J. (2007). *Estilos Estructurales, Capitulo X Tectónica de Sal y de Shale en Márgenes Continentales.*

BELENGUER I OLIVER, JORGE. (2010). *Estructura i evolució del diapir salí de Salinas de Añana. Tesis de Grado, Universidad de Barcelona, España, 61 pp.*

BUROLLET, P.F. (1975). *Tectonique en radeaux en Angola. Bulletin de la Société Géologique de France*, XVII.

CANÉROT, J., HUDEC, M.R., and ROCKENBAUCH, K. (2005). Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: Salt tectonics on a transform plate boundary. *AAPG Bulletin*, 89, 211-229.

COBBOLD, P.R., MEISLING, K.E., and MONT, V.S. (2001). Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*.

DUVAL, B., CRAMEZ, C., AND JACKSON, M.P.A. (1992). Raft tectonics in the Kwanza basin, Angola. *Marine and Petroleum Geology*.

EGUILUZ, L. Y LLANOS, H. (1988) *Geología ALAVA*. Consultado el 25 de Febrero de 2013 http://www.sociedadgeologica.es/archivos_pdf/gdia11_trip_alava.pdf



FERRER, O., JACKSON, M. P. A., ROCA, E. Y RUBINAT, M. (2012). Evolution of salt structures during extension and inversion of the Offshore Parentis Basin (Eastern Bay of Biscay), Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity. Geological Society, London, Special Publications. 363, 361 – 379.

FORT, X., BRUN, J.P., and CHAUVEL, F. (2004). Salt tectonics on the Angolan margin, synsedimentary deformation processes. AAPG Bulletin.

FRANKOVIC, A. (2010). Análisis Cinemático de la pared de sal Euskal Balea (Golfo de Vizcaya) y de los Diapiros Salinos de Añana y Maestu (Cuenca Vasco Cantábrica Álava) (PhD. Tesis Universidad del País Vasco).

GAULLIER, V., BRUN, J.P., GUERIN, G., AND LECANU, H. (1993). Raft tectonics: the effects of residual topography below a salt décollement. Tectonophysics.

GILES, K.A., and LAWTON, T.F. (2002). Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to the El Papalote diapir, northeastern Mexico. AAPG Bulletin, 86, 823-840.

GOYES, Y (2013). Modificación Del Mainscript.sh.

HARRISON, J.C., and BALLY, A.W. (1988). Cross-section of the Parry Islands fold belt on Melville Island, Canadian Arctic Islands: implications for the timing and kinematic history of some thin-skinned décollement systems. Canadian Petroleum Geologists Bulletin, 36.

HUDEEC, M. and JACKSON, M.P.A. (2007) Terra Infirma: Understanding Salt Tectonics. Earth – Science Reviews.



IGME, Instituto Geológico y Minero de España. Consultado el 25 de Febrero de 2013. http://www.igme.es/internet/sistemas_infor/BASESINTERNET/sigeof.htm

JACKSON, M.P.A, and CRAMEZ, C. (1989). Seismic recognition of salt welds in salt tectonics regimes. In “Gulf of Mexico Salt Tectonics, associated processes and exploration potential”, Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 66-71.

JACKSON, M.P.A, and TALBOT, C.J. (1989). Anatomy of mushroom-shaped diapirs. *Journal of Structural Geology*, 11, 211-230.

JACKSON, M.P.A. Y VENDEVILLE, B.C. (1994). Regional extension as a geologic trigger for diapirism. *Geological Society of America Bulletin*. 66-71.

MARTON, L.G, TARI, G.C., and LEHMANN, C.T. (2000). Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles. In “Atlantic Rifts and Margins”, ed. W. Mohriak, and M. Talwani, *Geophysical Monograph 115*, American Geophysical Union.

MCCLAY, K.R., MUÑOZ, J.A., and GARCÍA-SENZ, J. (2004). Extensional salt tectonics in a contractional orogen: A newly identified tectonic event in the Spanish Pyrenees. *Geology*, 32, 737-740.

MITCHUM, R.M., Jr., 1977, seismic stratigraphy and global changes in sea level, part II: Glossary of terms used in seismic stratigraphy, in *Seismic stratigraphy—Applications to hydrocarbon exploration*, C.E. Payton, ed. : AAPG mem.26, Tulsa, Oklahoma, 516 p., 1977, p.205-212.

MOHRIAK, W.U., *et al.* (1995). Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil, in “Salt tectonics: a



global perspective”, ed. M.P.A. Jackson, D.G. Roberts, and S. Snelson. AAPG Memoir 65.

MUÑOZ, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced section, in Thrust Tectonics, edited by K. R. McClay, 235–246, Chapman and Hall, London.

OLIVET, J.L. (1996). La Cinématique de la Plaque Ibérique. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine. 135 – 1195.

PINTO, V., CASAS, A. Y FONT, X. (1998). Diapiro De Salinas De Añana: ¿Un Diapiro Con un Overhang? Modelo 3D Gravimétrico. Estudios Geol., 54: 123-128 (1998).

RAMÍREZ DEL POZO, J. y DAVÓ, O. (editores) (1979). Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Miranda del Ebro, 137. IGME.

RIBA, O. (1956). La cuenca de Miranda-Treviño. CIEPSA (inédito).

ROCA, E., SANS, M. and KOYI, H.A. (2006). Polyphase deformation of diapiric areas in models and in the eastern Prebetics (Spain). AAPG Bulletin, 90, 115-136.

ROCA, E., MUÑOZ, J. A., FERRER, O. y ELLOUZ, N. (2011). The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. Tectonics.

ROSENBAUM, G.; LISTER, G. S. y DUBOZ C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny, Tectonophysics. 359, 117–129.



ROWAN, M.G., TRUDGILL, B.D., and FIDUK, J.C. (2000). Deep-water, salt-cored foldbelts: Lessons from the Mississippi Fan and Perdido foldbelts, northern Gulf of Mexico. In "Atlantic Rifts and Margins", ed. W. Mohriak, and M. Talwani, Geophysical Monograph 115, American Geophysical Union.

ROWAN, M.G., LAWTON, T.F., GILES, K.A., RATLIFF, R.A. (2003). Near-salt deformation in La Popa basin, Mexico, and the northern Gulf of Mexico: a general model for passive diapirism. AAPG Bulletin, 87, 733-756.

SCHULTZ-ELA, D.D. (1992). Restoration of cross-sections to constrain deformation processes of extensional terranes. Marine and Petroleum Geology.

SCHULTZ-ELA, D.D. (2003). Origin of drag folds bordering salt diapirs. AAPG Bulletin, 87, 757- 780.

SENI, S.J., and JACKSON, M.P.A. (1983). Evolution of salt structures, East Texas diapir province, Part 1: Sedimentary record of halokinesis. AAPG Bulletin, 67, 1219-1244.

SERRANO, A y MARTÍNEZ de Olmo (1989) según Pinto, V; Casas, A; Rivero, L; y Torne, M. (2005). Bosquejo geológico del área de estudio que muestra los principales elementos estructurales y afloramientos de diapiros.

SOTO, J.I. (2011) Tectónica Diapirica procesos y estructuras en cuencas con capas de baja densidad. Departamento de Geodinámica e instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Univ. Granada).

TARBUCK E.J., LUTGENS F.K. y TASA, D. (2005). Ciencias de la Tierra. Edit. Prentice Hall, edición 2005, trad. de 8ª ed.



TRUSHEIM, F. (1960). Mechanism of salt migration in Northern Germany. AAPG Bulletin, 44, 1519-1540.

VAIL, et al., 1976,1977, various versions of short course notes, Stratigraphic interpretation of seismic data, AAPG school,Tulsa,Oklahoma.

VENDEVILLE, B.C. (2002). A new interpretation of Trusheim's classic model of salt-diapir growth. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, 52, 943-952.

VENDEVILLE, B.C. y JACKSON, M.P.A. (1992). The rise of diapirs during thin-skinned extension. Marine and Petroleum Geology. , 9, 331-353.

VENDEVILLE, B.C., GE, H., and JACKSON, M.P.A. (1995). Scale models of salt tectonics during basement-involved extension. Petroleum Geoscience, 1, 179-183.

WU, S., and BALLY, A.W. (2000). Slope tectonics-comparisons and constrasts of structural styles of salt and shale tectonics of the Northern Gula of Mexico with sahle tectonics of offshore Nigeria in Gula of Guinea. In "Atlantic Rifts and Margins", ed. W. Mohriak, and M. Talwani, Geophysical Monograph 115, American Geophysical Union.

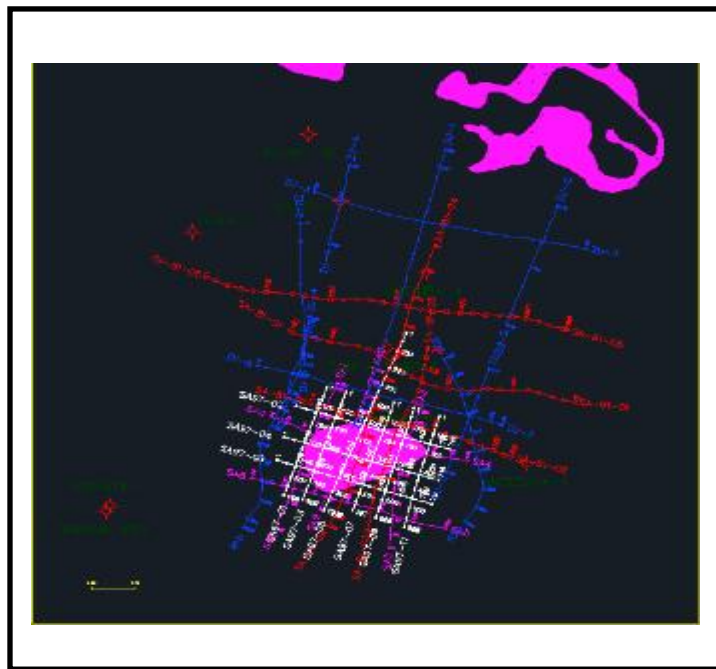
ZIEGLER, P. A. (1990). Evolution of the Arctic – North Atlantic and the Western Tethys. AAPG Memoirs.



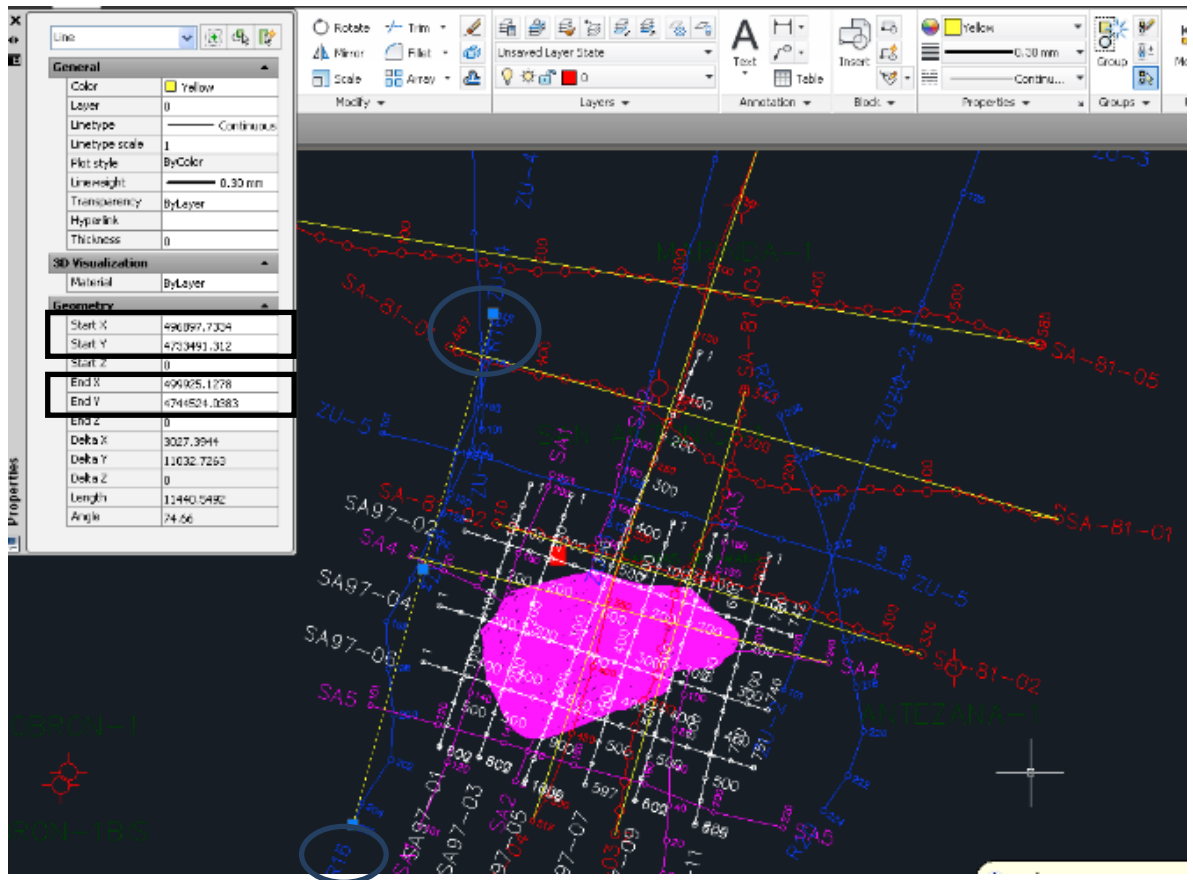
ANEXOS

ANEXO A. BIBLIOTECA DIGITAL (Ver Carpeta Adjunta)

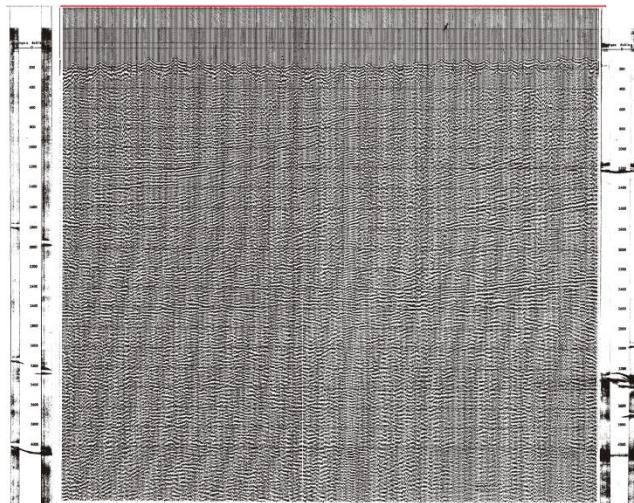
**ANEXO B. MANUAL PARA CONVERTIR IMÁGENES A FORMATO SEG-Y
ÁREA DE ESTUDIO**



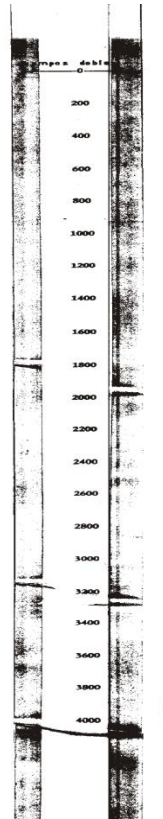
- 1) Tener las coordenadas en X de cada geófono (primero y ultimo)
- 2) Tener las coordenadas en Y de cada geófono (primero y ultimo)



3) Numero de Trazas



4) Tiempo de grabación. Se observa donde es el cero. Tiempo viene dado en milisegundos en este caso serían 4000 milisegundos = 4 Segundos



5) Ejemplo: Numero de Trazas 519

$n_t = 1000$

$t = 4$ segundos

$n_t \Delta t = t$

$4/2 * 1000 = 2000$ milisegundos

6) Longitud de Línea se puede obtener directamente de AutoCAD o mediante esta Formula.

$$L = \sqrt{(X1 - X2)^2 + (Y1 - Y2)^2}$$

X1= Coordenada en X Inicial

X2= Coordenada en X Final

Y1= Coordenada en Y Inicial

Y2= Coordenada en Y Final



7) Longitud de la Línea en X y Y. Se obtienen estos valores de AutoCAD.

$$Lx = (ng-1)dx$$

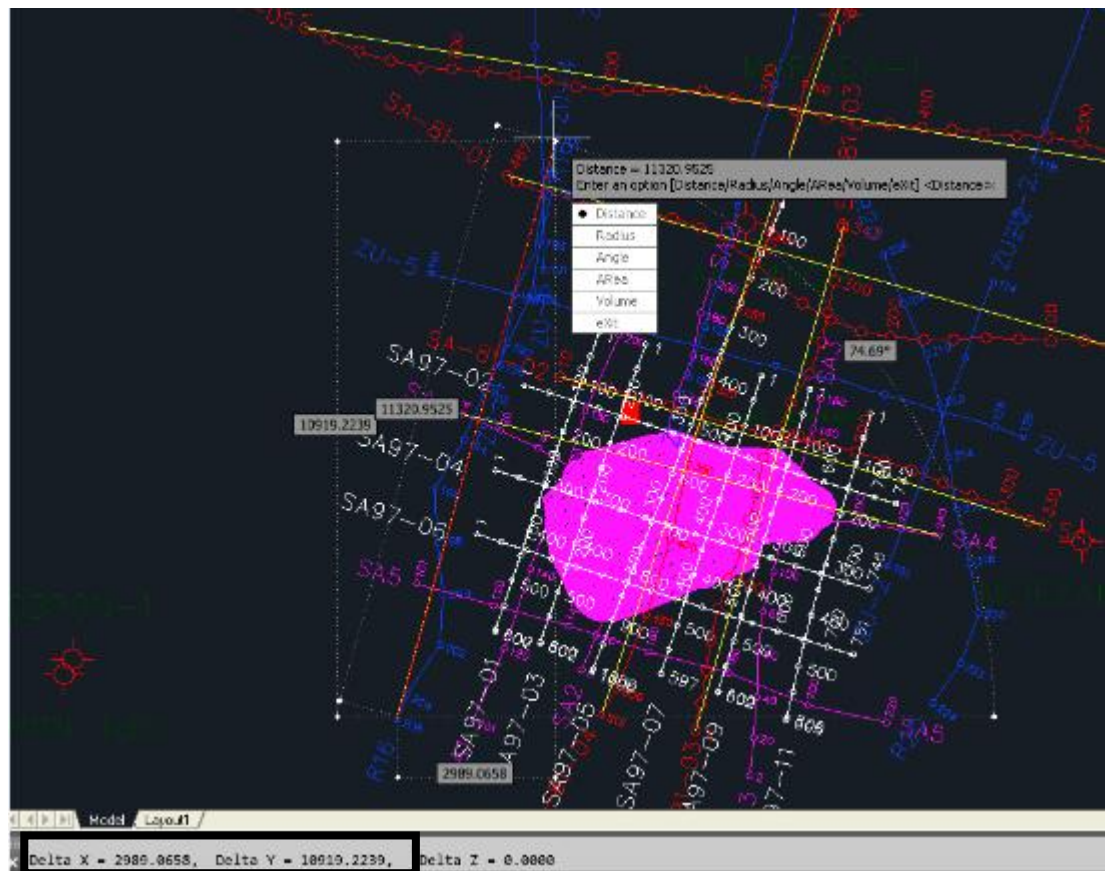
$$dx = \frac{2989.0553}{519 - 1}$$

$$dx = 6$$

$$Ly = (ng-1)dy$$

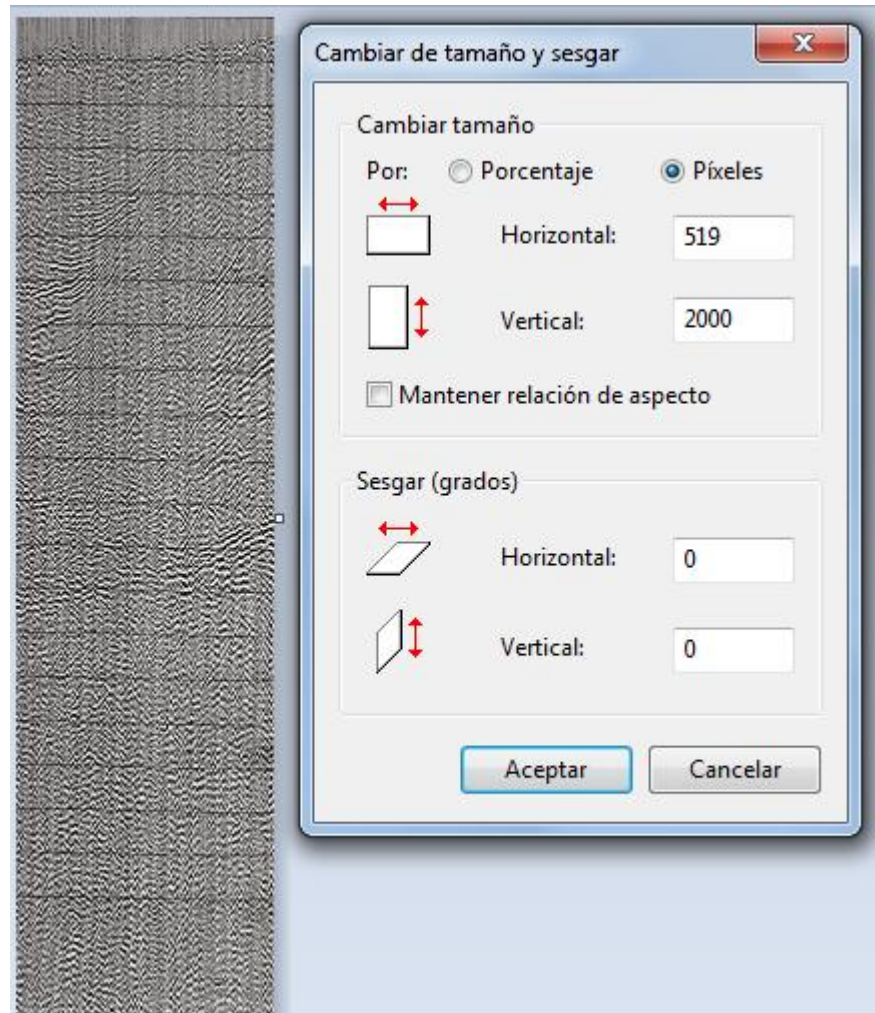
$$dy = \frac{10919.2239}{519 - 1}$$

$$dy = 21$$





- 8) Se recorta la imagen, solo debe quedar la Línea sísmica y se cambia los pixeles en paint en **X** por el número de Trazas que seria **356** y en **Y** por el número de muestras en tiempo que seria **2000**.



- 9) En un block de notas se escribe:

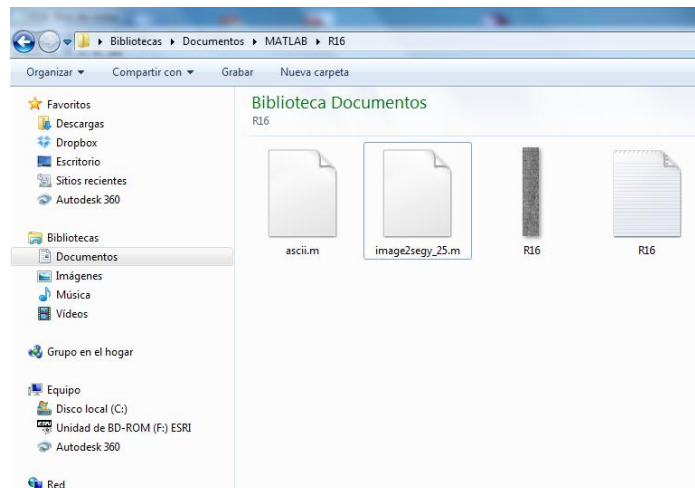
- Numero de pixeles en **Y**, Línea sísmica siempre es 1, seguido de 3 ceros, zona UTM en este caso es 30.
- Numero 1,1 siempre, coordenadas iniciales en **X**, **Y**, tiempo en milisegundos.



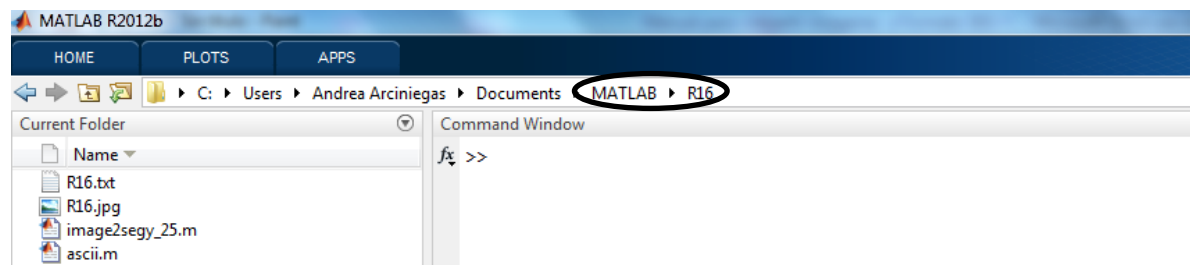
- Numero de pixeles en X, Línea sísmica siempre es 1, coordenadas en X, Y, seguido de un cero, tiempo en milisegundos.

```
R16: Bloc de notas
Archivo Edición Formato Ver Ayuda
2000,1,0,0,0,30
1,1,499852,4743528,0,4000
519,1,496897,4733491,0,4000
```

10) Se Descarga el Programa de Matlab. Se genera una Carpeta llamada MATLAB en Documentos donde se guarda la imagen recortada, el block de notas, un archivo ascii.m y un archivo llamado image2segy_25.m que siempre debe estar en esta Carpeta, para que se genere el archivo .ascii.

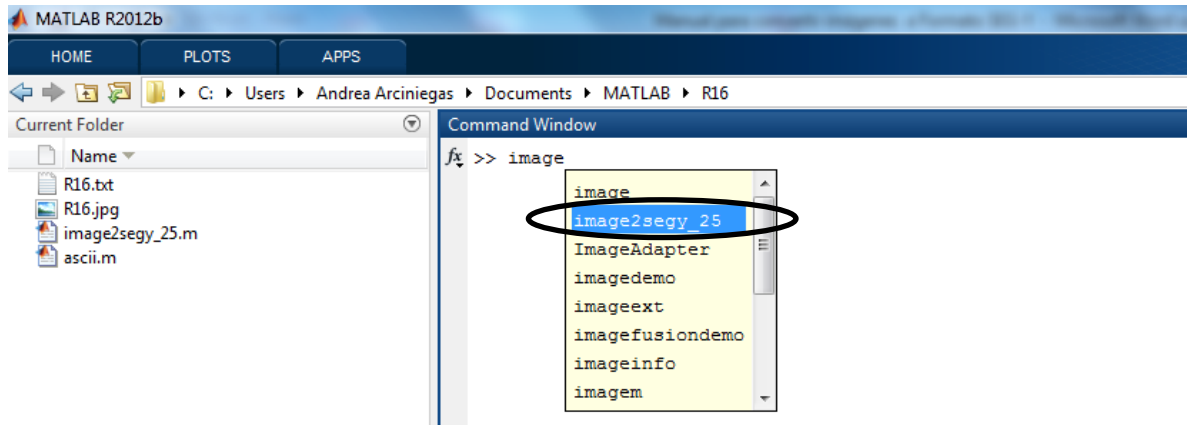


11) Ingresar a Documentos - Matlab - R16.

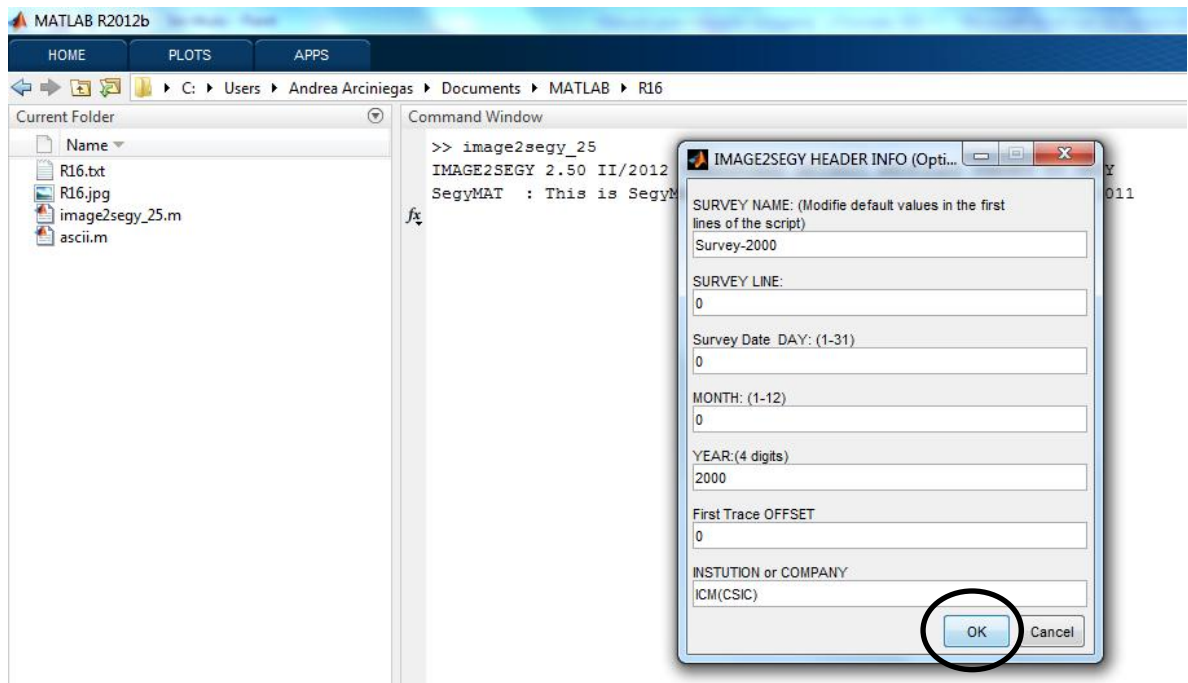




12) Se escribe image, oprimir la tecla TAB y seleccionar la opción image2seggy_25.

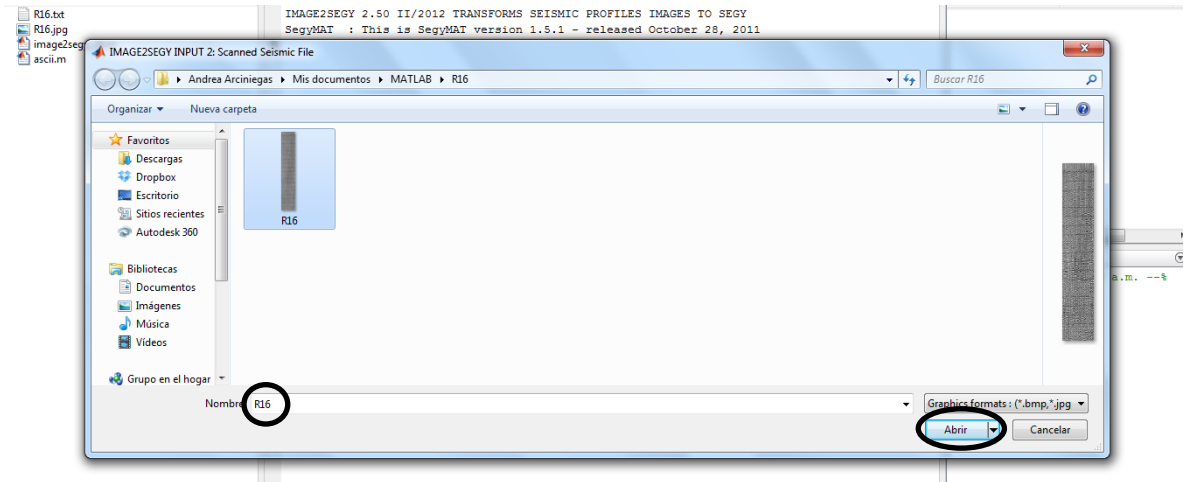


13) Dar click y enter en la opción image2seggy_25. Aparece una imagen que dice image2seggy HEADER INFO y dar OK.

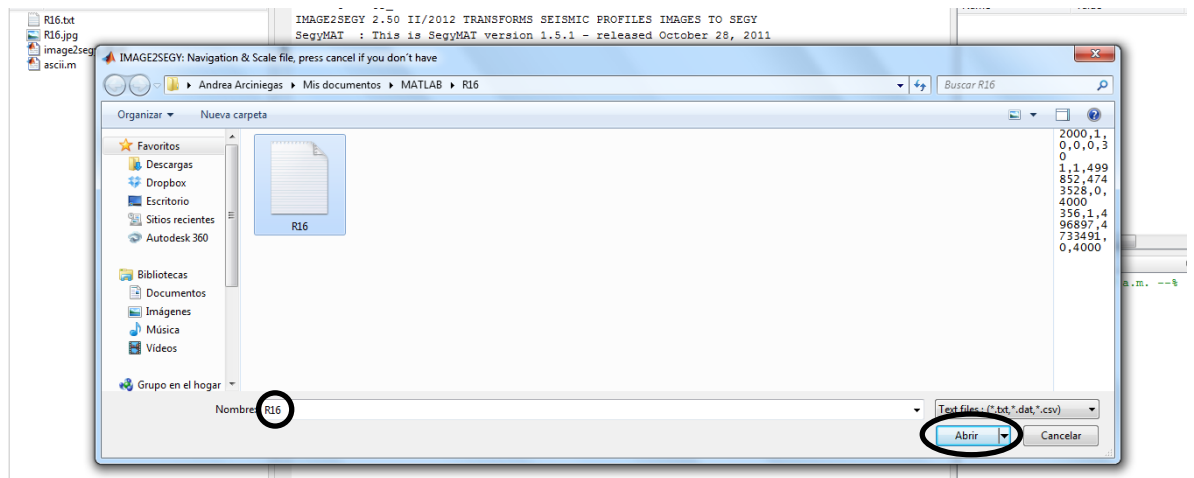




14) Seleccionar la Imagen y dar abrir.

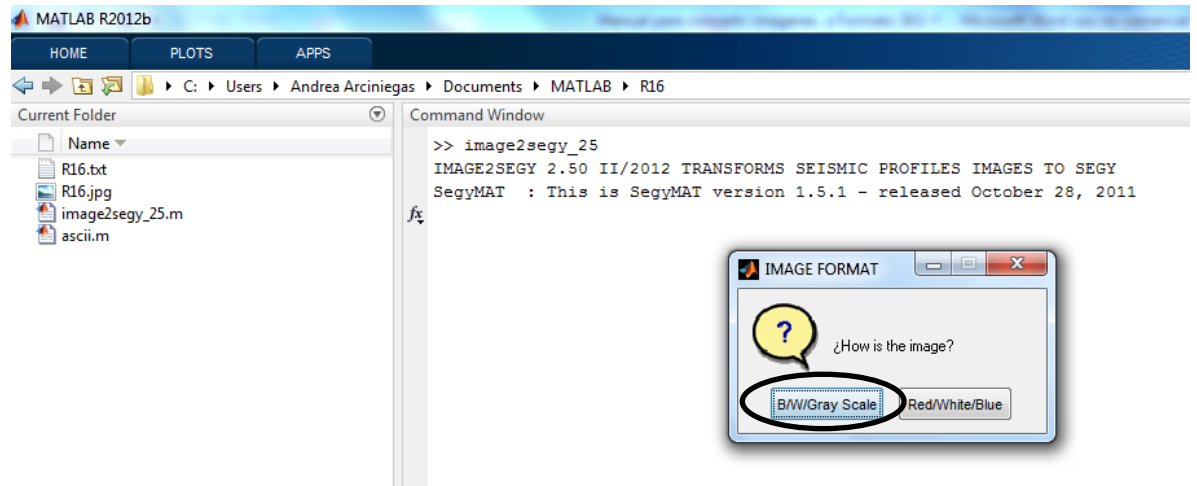


15) Seleccionar el Archivo de Texto y dar abrir.

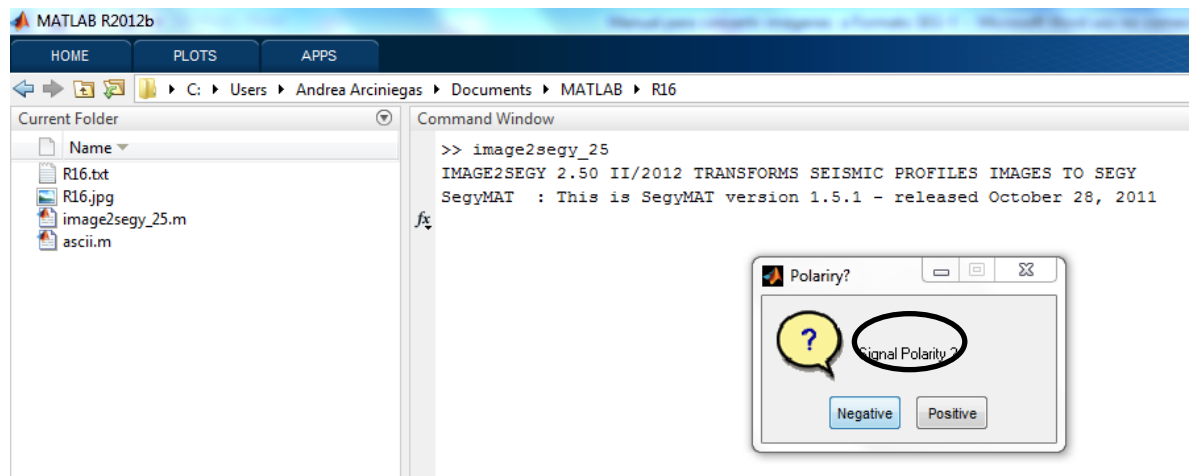




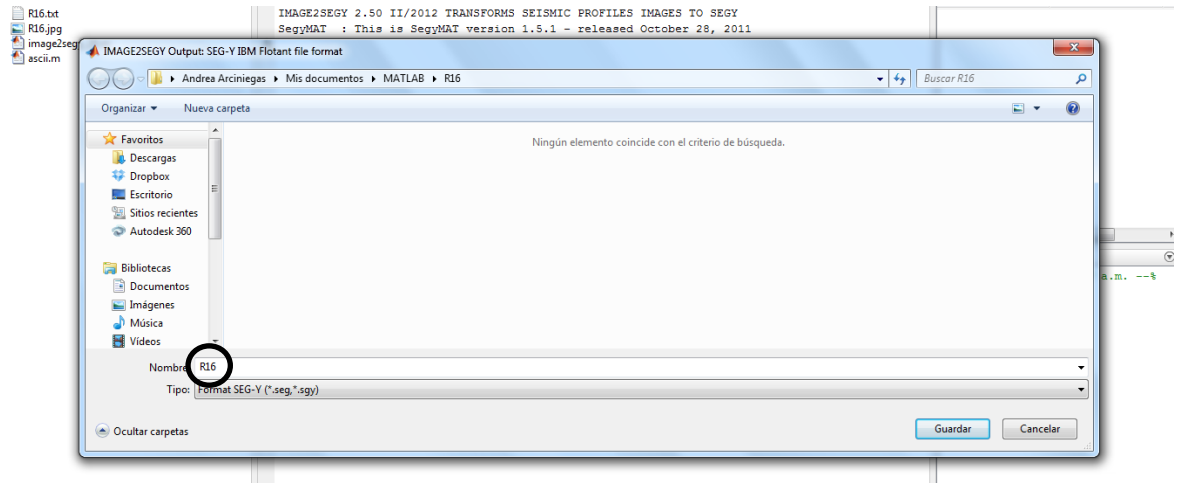
16) Oprimir la opción Gray Scale.



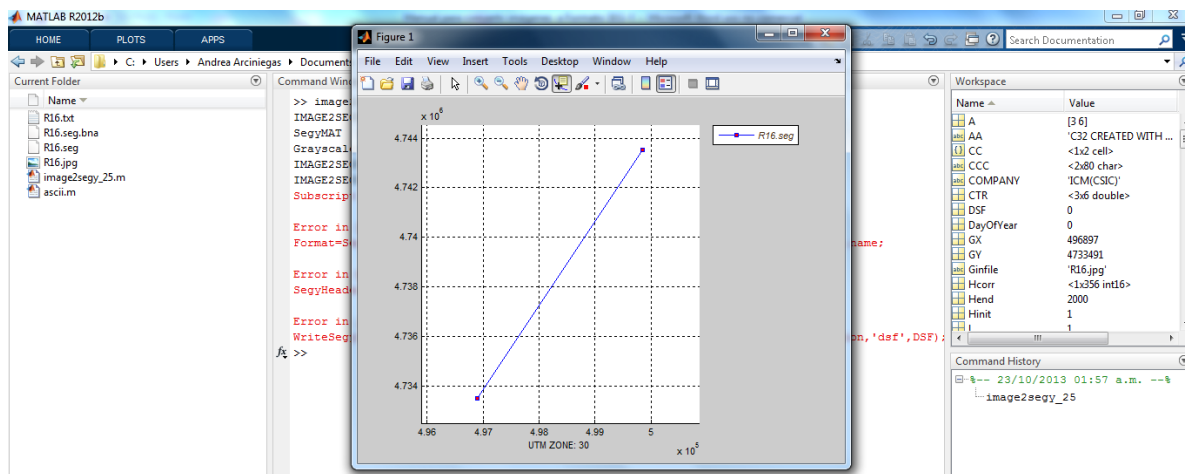
17) Oprimir la opción Negativo.



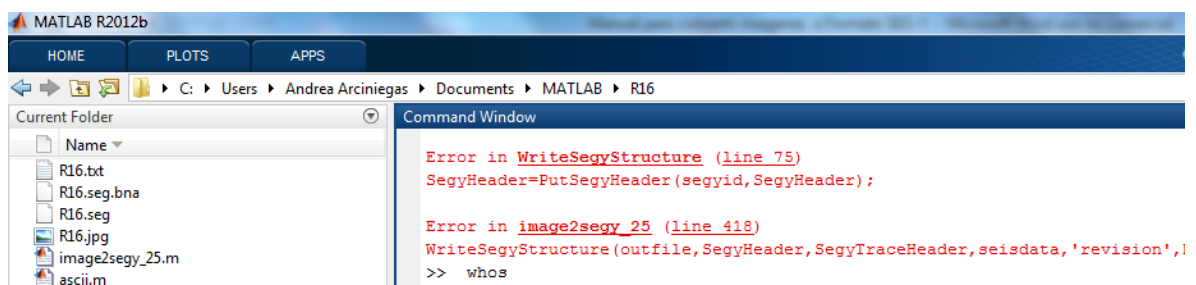
18) Renombrar la carpeta en formato .sgy y dar Guardar. En esta carpeta se generan dos archivos unos .seg.bna y otro .seg.



19) Aparece un Error en el Command Window y aparece una imagen quiere decir que todo está bien y cierro esta imagen.

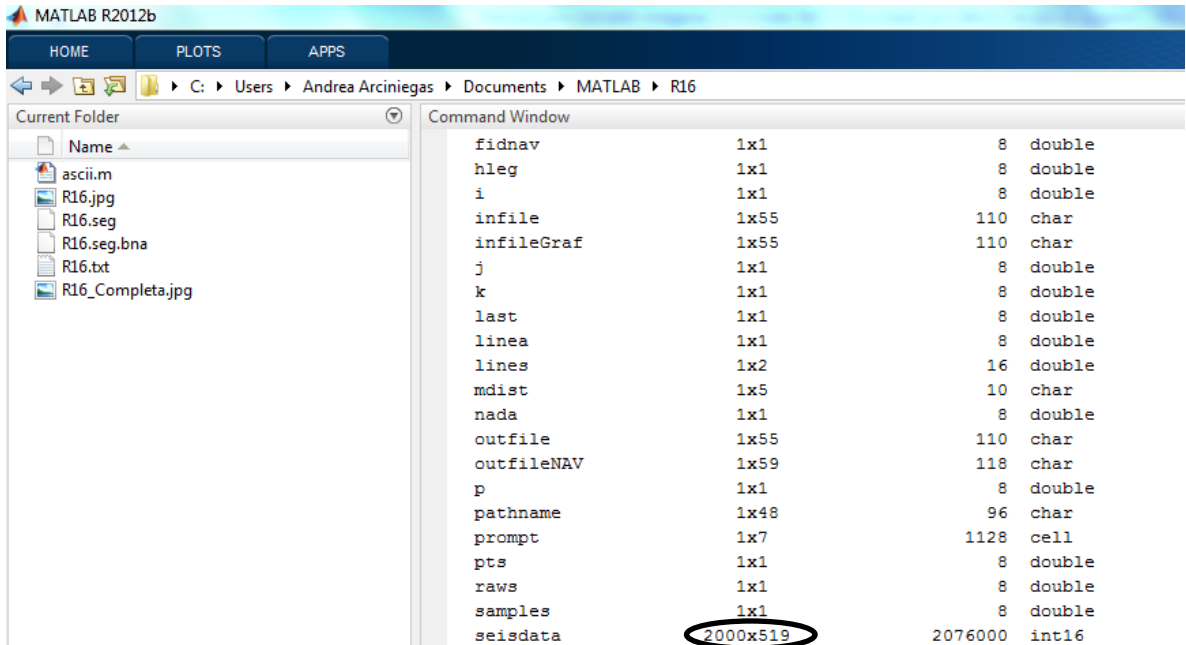


20) Escribir whos y enter.

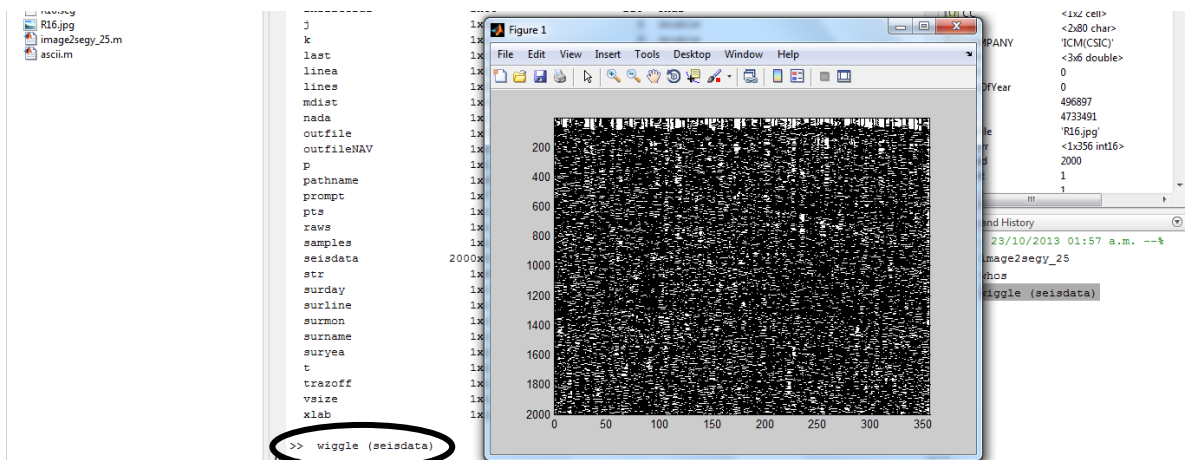




21) Después de darle enter se despliegan una cantidad de comandos busco seisdata y mirar si los pixeles están correctamente a los de la imagen.



22) Luego se escribe wiggly (seisdata) se le da enter y aparece la imagen.



23) Se debe escribir dlmwrite('ascii_2',seisdata,'delimiter','\t'). En este caso se pone dlmwrite('R16_2',seisdata, 'delimiter','\t').



```
j          1x1          8 double
k          1x1          8 double
last       1x1          8 double
linea      1x1          8 double
lines      1x2         16 double
mdist      1x5          10 char
nada       1x1          8 double
outfile    1x55         110 char
outfileNAV 1x59         118 char
p          1x1          8 double
pathname   1x48         96 char
prompt     1x7         1128 cell
pts        1x1          8 double
raws       1x1          8 double
samples    1x1          8 double
seisdata   2000x519     2076000 int16
str        1x66         132 char
surday     1x1          8 double
surline    1x1          2 char
surmon     1x1          8 double
surname    1x11         22 char
suryea     1x1          8 double
t          1x1          8 double
trazoff    1x1          2 char
vsize     1x1          8 double
xlab       1x12         24 char

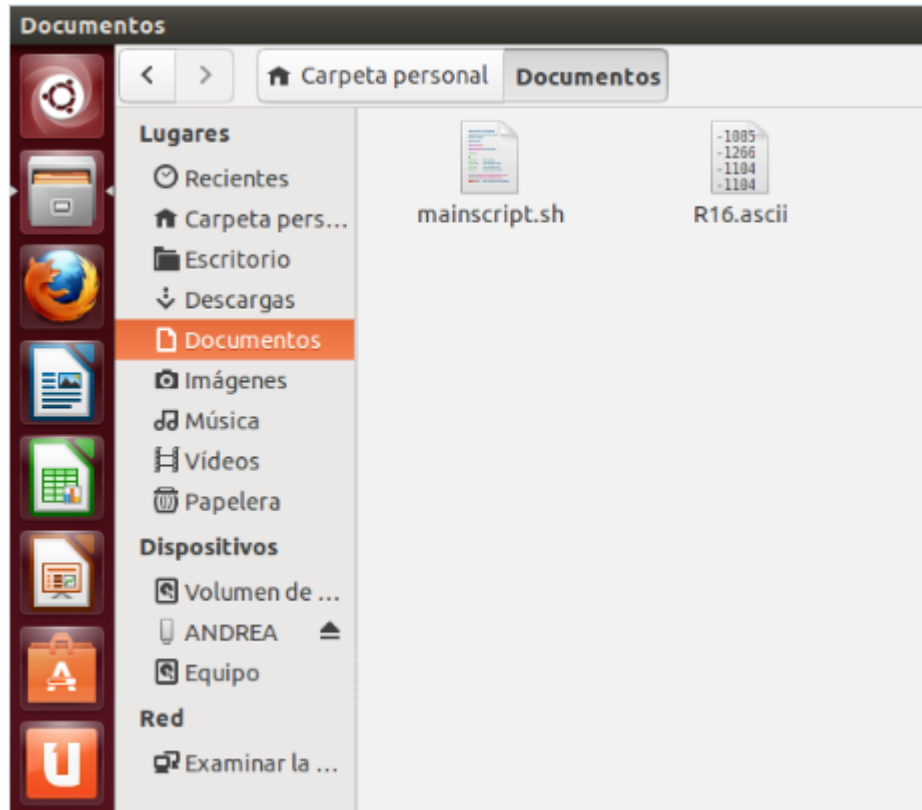
>> wiggle (seisdata)
>> dlmwrite('R16',seisdata,'delimiter','\t')
```

24) Se genera un archivo .ascii.

| Nombre | Fecha de modifica... | Tipo | Tamaño |
|-----------------|-----------------------|---------------------|----------|
| ascii.m | 30/08/2013 07:49 ... | Archivo M | 1 KB |
| image2segy_25.m | 09/02/2012 04:57 ... | Archivo M | 18 KB |
| R16.ascii | 14/12/2013 01:22 a... | Archivo ASCII | 4.068 KB |
| R16 | 19/11/2013 11:25 ... | Imagen JPEG | 776 KB |
| R16.seg | 14/12/2013 01:22 a... | Archivo SEG | 4 KB |
| R16.seg.bna | 14/12/2013 01:19 a... | Archivo BNA | 15 KB |
| R16 | 19/11/2013 11:25 ... | Documento de tex... | 1 KB |

25) Se debe tener instalado el sistema operativo UBUNTU en el cual también se tiene que instalar Seismic Unix.

26) En la Carpeta de Documentos se debe colocar el archivo .ascii y mainscript.sh.



27) Se debe abrir el mainscrip.sh para poner los datos correspondientes a las Línea **R16**.

Debo poner en file_ascii= El nombre de la línea.

Son:

- **n1**: Número de trazas.
- **ns**: Numero de muestras en el tiempo.
- **dt**: Distancia con respecto al tiempo.
- **offset**: Distancia entre geófonos. Este valor siempre es 20.
- **dx**: Distancia en X.
- **gx0**: Coordenada inicial en X.
- **dy**: Distancia en Y.
- **gy0**: Coordenada inicial en Y.
- **sx**: Siempre 0.



- **sy:** Siempre 0.

```
file_ascii=R16.ascii
name="${file_ascii%%.*}"

rm -f $name.su $name.sgy
n1=519
ns=2000
dt=2
offset=20
dx=6
gx0=499852
dy=21
gy0=4743528

sx=0
sy=0
```

```
mainscript.sh (-/Documentos) - gedit
# sx= Punto Shot Point
# offset = Distancia entre las trazas consecutivas.
# dx= distancia entre geofonos
# sx0= posicion del primer geofono.
file_ascii=R16.ascii
name="${file_ascii%%.*}"

rm -f $name.su $name.sgy
n1=519
ns=2000
dt=2
offset=20
dx=6
gx0=499852
dy=21
gy0=4743528

sx=0
sy=0

dtt=`echo "$dt * 1000" | bc -l`
a2b < $file_ascii n1=$n1 > data.binary
transp < data.binary n1=$n1 > data.transp
suaddhead ns=2000 <data.transp | sushw key=dt,offset,sx,sy,gx,gy a=$dtt,$offset,$sx,$sy,$gx0,$gy0 b=0,0,0,$dx,$dy > $name.su
suxwigb < $name.su perc=95 key=gx title="$name.su SP X=$sx" label1="Tiempo (s)" label2="Posicion"

segyhdrs < $name.su | segywrite tape=$name.sgy endian=1 conv=0

echo "Se ha creado el archivo $name.su y el archivo $name.sgy"
```

28) A continuación se deben oprimir las siguientes teclas Control + Alt + T para abrir el terminal. En el terminal se escriben las siguientes palabras dando enter cada vez que se escribe una.

- 1- pwd
- 2- ls
- 3- cd Documentos



4- ls

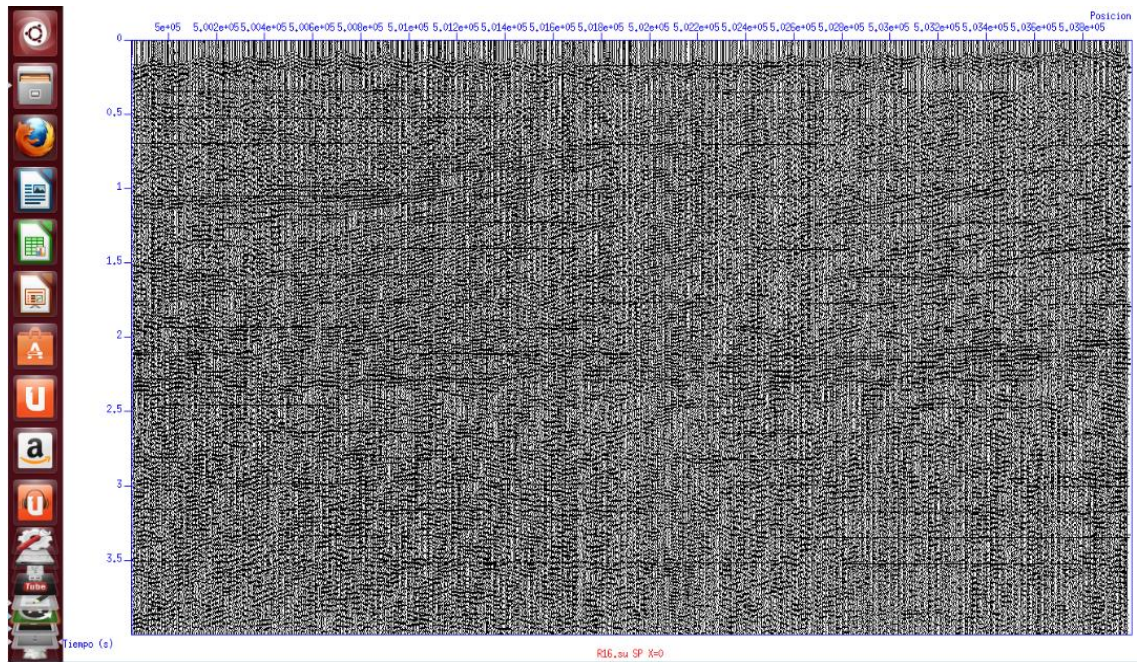
5- sh mainscript.sh

```
andrea@andrea-VPCEG33FL: ~/Documentos
andrea@andrea-VPCEG33FL:~$ pwd
/home/andrea
andrea@andrea-VPCEG33FL:~$ ls
cwp_su_all_43R1.tar.gz Documentos examples.desktop install-su.sh Música Público Videos
Descargas Escritorio Imágenes mainscript.sh Plantillas SU
andrea@andrea-VPCEG33FL:~$ cd Documentos
andrea@andrea-VPCEG33FL:~/Documentos$ ls
mainscript.sh mainscript.sh~ R16.ascii R16.sgy R16.su
andrea@andrea-VPCEG33FL:~/Documentos$ sh mainscript.sh
```

29) Cuando se escribe mainscript.sh dar enter y aparecen los valores que puse en el mainscript.

```
andrea@andrea-VPCEG33FL: ~/Documentos
andrea@andrea-VPCEG33FL:~$ pwd
/home/andrea
andrea@andrea-VPCEG33FL:~$ ls
cwp_su_all_43R1.tar.gz Documentos examples.desktop install-su.sh Música Público Videos
Descargas Escritorio Imágenes mainscript.sh Plantillas SU
andrea@andrea-VPCEG33FL:~$ cd Documentos
andrea@andrea-VPCEG33FL:~/Documentos$ ls
mainscript.sh mainscript.sh~ R16.ascii R16.sgy R16.su
andrea@andrea-VPCEG33FL:~/Documentos$ sh mainscript.sh
+ file_ascii=R16.ascii
+ name=R16
+ rm -f R16.su R16.sgy
+ n1=519
+ ns=2000
+ dt=2
+ offset=20
+ dx=8
+ gx0=499852
+ dy=28
+ gy0=4743528
+ sx=0
+ sy=0
+ echo 2 * 1000 +
bc -l
+ dtt=2000
+ a2b n1=519
+ transp n1=519
+ suaddhead ns=2000
+ sushw key=dt,offset,sx,sy,gx,gy a=2000,20,0,0,499852,4743528 b=0,0,0,0,8,28
+ suxwigb perc=95 key=gx title=R16.su SP X=0 label1=Tiempo (s) label2=Posicion
XIO: fatal IO error 11 (Resource temporarily unavailable) on X server ":0.0"
after 156 requests (119 known processed) with 0 events remaining.
+ segyhdrs
```

30) Aparece la imagen en formato .su de la Línea R16 y así se va ver cargado el archivo seg-y en un software.

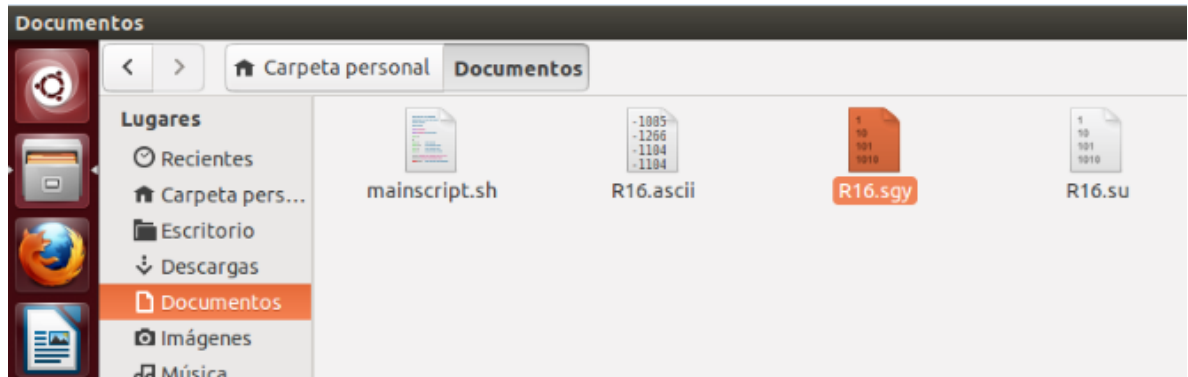


31) Para mirar las cabeceras en el terminal se debe escribir `surange <R16.su`.



```
andrea@andrea-VPCEG33FL: ~/Documentos
mainscript.sh mainscript.sh~ R16.ascii
andrea@andrea-VPCEG33FL:~/Documentos$ sh mainscript.sh
+ file_ascii=R16.ascii
+ name=R16
+ rm -f R16.su R16.sgy
+ n1=519
+ ns=2000
+ dt=2
+ offset=20
+ dx=8
+ gx0=499852
+ dy=28
+ gy0=4743528
+ sx=0
+ sy=0
+ echo 2 * 1000
+ bc -l
+ dtt=2000
+ a2b n1=519
+ transp n1=519
+ suaddhead ns=2000
+ sushw key=dt,offset,sx,sy,gx,gy a=2000,20,0,0,499852,4743528 b=0,0,0,0,8,28
+ suxwgb perc=95 key=gx title=R16.su SP X=0 label1=Tiempo (s) label2=Posicion
XIO: fatal IO error 11 (Resource temporarily unavailable) on X server ":0.0"
after 736 requests (736 known processed) with 0 events remaining.
+ segyhdrs
+ segywrite tape=R16.sgy endian=1 conv=0
Unknown segywrite argument endian=1
+ echo Se ha creado el archivo R16.su y el archivo R16.sgy
Se ha creado el archivo R16.su y el archivo R16.sgy
+ rm data.binary data.transp binary header
andrea@andrea-VPCEG33FL:~/Documentos$ surange <R16.su
519 traces:
tracl 1 519 (1 - 519)
trid 1
offset 20
gx 499852 503996 (499852 - 503996)
gy 4743528 4758032 (4743528 - 4758032)
ns 2000
dt 2000
andrea@andrea-VPCEG33FL:~/Documentos$
```

32) En Documentos se queda guardado el archivo seg-y.



Nota: Numero de muestras en el tiempo debe ser de 2000 milisegundos para que el archivo seg-y sea correcto.



ANEXO C. ARCHIVO IMAGE2SEGY_25.

```
% IMAGE2SEGY: Converts a Raster to SEG-Y format.
% Marcel·lí Farran, ICM,CSIC Barcelona, mfarran@icm.csic.es
% Program url: http://www.icm.csic.es/geo/gma/graf2segy.html
% This program needs SegyMAT in your "Matlab path"
% SegyMAT(C) 2001-2012 Thomas Mejer Hansen
% Is Recommended to get the latest Segymat version here:
%          http://segymat.sourceforge.net/
% FOR HELP: View the .TXT or .PDF documents included in the zip package

%% INTRO
clear all;
This_version='2.50'; This_date='11/2012';
str =sprintf ('IMAGE2SEGY %s %s TRANSFORMS SEISMIC PROFILES IMAGES TO SEGY',...
    This_version, This_date);
disp (str); SegymatVersion;

%% META-DATA PROMPT

% =====
% DEFAULTS: [YOU SHOULD EDIT HERE YOUR DEFAULT VALUES and remove '?']
defans=('Survey-2000'; '0'; '0'; '0'; '2000'; '0'; 'ICM(CSIC)');
% default values for Survey,Line Name,Day,Month,Year,Offset,UTMzone,Company)
% =====
% This line can (should) be changed
% Other values as Company , Area, etc. etc. can be
% fixed in the ASCII-EBCDIC Header Form (line 205 approx)
prompt=('SURVEY NAME: (Modifie default values in the first lines of the script)',...
    'SURVEY LINE:', 'Survey Date DAY: (1-31)', 'MONTH: (1-12)',...
    'YEAR:(4 digits)', 'First Trace OFFSET', 'INSTUTION or COMPANY');
Title='IMAGE2SEGY HEADER INFO (Optional)';
lines=[1,50];
answer=inputdlg(prompt, Title, lines, defans);
assignin('base', 'surname', answer{1}); assignin('base', 'surline', answer{2});
assignin('base', 'surday', answer{3}); assignin('base', 'surmon', answer{4});
assignin('base', 'suryea', answer{5}); assignin('base', 'trazoff', answer{6});
% This last value is used only when profile is too long and two or more
% segy are created. In case of two segy, offset in second file should be
% the last pixel of previous section+ 1.
assignin('base', 'COMPANY', answer{7});
```



```
%% GRAPHIC FILE INPUT
```

```
[infile, pathname]=uigetfile( ...  
{*.bmp;*.jpg;*.tif;},'Graphics formats : (*.bmp;*.jpg;*.tif);  
  *.*', 'All (*.*)','IMAGE2SEGY INPUT 2: Scanned Seismic File' );  
infileGraf=[pathname infile];  
Ginfile=infile;  
%disp(infileGraf);  
RawSeisdata=imread(infileGraf);  
[rows,cols]=size(RawSeisdata);
```

```
%% NAVIGATION AND TIME SCALE file
```

```
[infile,pathname]=uigetfile( ...  
{*.txt;*.dat;*.csv},'Text files : (*.txt;*.dat;*.csv);  
  *.*', 'All (*.*)','IMAGE2SEGY: Navigation & Scale file, press cancel if you don't have');  
Ninfile=infile;  
infile=[pathname infile];  
if Ninfile == 0  
    XL=cols; YL=rows;  
    CTR = [YL,1,0,1,3,31  
          1,1,1,1,0,1000  
          XL,1,1000,1000,0,1000];  
    NONAV=1;  
    Ninfile='';  
else  
    CTR=double(uint32(load(infile)));  
    NONAV=0;  
end  
  
button=questdlg('¿How is the image?','IMAGE FORMAT','B/W/Gray Scale',...  
  'Red/White/Blue','B/W/Gray Scale');  
  
if strcmp(button,'B/W/Gray Scale');  
    button2=questdlg('Signal Polarity ?','Polarity?','Negative',...  
  'Positive','Negative');  
end;
```

```
%% Output SEG-Y
```

```
[SGY_outfile,pathname]=uiputfile( ...  
{*.seg;*.sgy},'Format SEG-Y (*.seg;*.sgy);
```



```
 *.*', 'all (*.*)', ...
 'IMAGE2SEGY Output: SEG-Y IBM Flotant file format');
outfile=[pathname SGY_outfile];
%disp(SGY_outfile);
if NONAV==0
    outfileNAV = [pathname SGY_outfile '.bna'];
    fidnav = fopen(outfileNAV,'w');
end;

%% SCALE COLOR Values
RawSeisdata=int16(RawSeisdata);
if strcmp(button,'B/W/Gray Scale');
    disp('Grayscale selected');
    [samples, nada]=size(RawSeisdata);
    RawSeisdata=2*(RawSeisdata-127);
    if strcmp(button2,'Negative');
        RawSeisdata=-RawSeisdata;
    end;
    colorimage='Gray';
else strcmp(button,'Red/White/Blue RGB file');
    disp('Red-White-Blue selected');
    [samples, nada, colors]=size(RawSeisdata);
    red=int16(RawSeisdata(:,1));
    blue=int16(RawSeisdata(:,3));
    RawSeisdata=red-blue;
    clear red;clear blue;
    colorimage='RGB';
end;
disp('IMAGE2SEGY: Interpolating Positions');

%% INTERPOLATION POSITION and SHOT for Each Pixel
A=size (CTR);
TL=CTR(1,1);           %Trace length in pixels = firts value in firts line
linea=CTR(1,2);       %line number (integer) to be included in segyheader ,2nd value
SeaLand=CTR(1,3);     % 0: Marine  1:Terrestrial profile Time 0 below the trace  origin
Revision=CTR(1,4);    % since version 2.40
DSF=CTR(1,5);         % since version 2.40
UTMZ=CTR(1,6);        % since version 2.40
pts=A(1)-1;           % number of given positions,
PTX=CTR(2:(pts+1),1); % pixels X = list of x pixel values
PTY=CTR(2:(pts+1),2); % pixels Y = idem Y
for i=1:pts;
    if PTX(i)<=0 , PTX(i)=1 ; end; % negative and 0 values = 1pixel
```



```
if PTY(i)<=0 , PTY(i)=1 ; end;
end;
TI=CTR(2:(pts+1),5);      % Trace start ms,= column 5
TT=CTR(2,6);             % trace length in ms (constant)= column 6
X=CTR(2:(pts+1),3);      % X UTM list , column 3
Y=CTR(2:(pts+1),4);      % Y UTM list , column 4
%min and max distance between georeferenced points.
dissize=size(X,1)-1;
for i=1:(size(X)-1);
    distance(i)=sqrt(((X(i)-X(i+1))^2)+((Y(i)-Y(i+1))^2));
end;
mdist=uint32(min(distance));
Mdist=uint32(max(distance));
mdist = num2str(mdist);
Mdist = num2str(Mdist);
RealShots=PTX(pts)-PTX(1)+1; % valid shots = interval between 1 and last digitized +1
CTR(pts,1)=RealShots;
RawSeisdata=int16(RawSeisdata(:,PTX(1):PTX(pts))); %resize array
j=0;
for i=1:pts;
    if X(i)~=0
        j=j+1;
        PTXNZ(j)=PTX(i);      % pixel with real position
        XNZ(j)=X(i);          % real position
        PTYNZ(j)=PTY(i);
        YNZ(j)=Y(i);
    end;
end;
for i=PTX(1):PTX(pts);
    Hcorr(i-PTX(1)+1)=int16(interp1(PTX,PTY,i)); % interpol. Y pixel for scanner drift correction
    UTMX(i-PTX(1)+1)=int32(interp1(PTXNZ,XNZ,i)); % interpol. X position between field positions
    UTMY(i-PTX(1)+1)=int32(interp1(PTXNZ,YNZ,i)); % interpol. Y position "      "
end
seisdata=zeros(TL,RealShots,'int16');
vsize = samples;
samples = TL;
dt = int16((1000*TT/TL)); %sampling rate in microsec in the segy

for i=1:RealShots;
    Hinit=Hcorr(i);
    Hend=Hinit+TL-1;
    if Hend > vsize; Hend=vsize; end;
    ThisTrace=RawSeisdata(Hinit:Hend,i);
    j=Hend-Hinit+1;
```



```
seisdata(1:j,i)=ThisTrace;
end;

clear RawSeisdata;
delay=zeros(pts,1);

for i=PTX(1):PTX(pts);
    for p=1:pts;
        if PTX(p)<=i;
            delay(i+1-PTX(1))=Tl(p);
        end;
    end;
end;

%% MAP display

axis([min(XNZ)-1000 ,max(XNZ)+1000,min(YNZ)-1000,max(YNZ)+1000]);
hold on;

plot(XNZ,YNZ,'-bs','LineWidth',1,...
     'MarkerEdgeColor','b','MarkerFaceColor','r','MarkerSize',4);
set(gca,'XGrid','on','YGrid','on','FontSize',8);
xlab=sprintf('UTM ZONE: %2.0f', int8(UTMZ)); xlabel (xlab);
hleg = legend(SGY_outfile,'Location','NorthEastOutside');
set(hleg,'FontAngle','italic','TextColor',[.3 .2 .1]);
datacursormode on;
hold off;
drawnow;

%% WRITE SEG-Y HEADER

SegyHeader.TextualFileHeader=sprintf('%3200s','SEG-Y READER');
SegyHeader.SegyFormatRevisionNumber = Revision;
disp 'IMAGE2SEG-Y: Creating SEG-Y file.....'

%_____ ASCII Header 80 characters
% you can add information in these lines but you can not add lines or make
% it longer than 80 characters. Use always CAPITAL Characters.
% Is very recomended to use MONOESPACED FONT to display this editor window
% If you plan to change something in this ASCII header
cc00='0000000001111111112222222222333333333344444444445555555555666666666677777777778'; %80 characters
rule
cc03='C 3 REEL NO      DAY-START OF REEL  YEAR  OBSERVER      ';
```




```
CC={AA cc00};CCC=char(CC);cc27=CCC(1,:);
AA=strcat('C29_',mdist,' METERS, ',Mdist,' METERS ');
CC={AA cc00};CCC=char(CC);cc29=CCC(1,:);
AA=strcat('C32 CREATED WITH IMAGE2SEGY version:',This_version, ' AND SEGYMAT');
CC={AA cc00};CCC=char(CC);cc32=CCC(1,:);
```

```
ascii=[cc01 cc02 cc03 cc04 cc05 cc06 cc07 cc08 cc09 cc10 cc11 cc12 cc13 cc14 ...
cc15 cc16 cc17 cc18 cc19 cc20 cc21 cc22 cc23 cc24 cc25 cc26 cc27 cc28 cc29 ...
cc30 cc31 cc32 cc33 cc34 cc35 cc36 cc37 cc38 cc39 cc40];
```

```
ebcdic=ascii2ebcdic(ascii);
SegyHeader.TextualFileHeader=sprintf('%3200s',char(ebcdic));
SegyHeader.ns=samples;
SegyHeader.dt=dt;
SegyHeader.DataTracePerEnsemble=1;
SegyHeader.Line=linea;
SegyHeader.MeasurementSystem=1;
NA=0;
```

```
%% WRITE SEGY TRACES HEADERS
```

```
suryea=str2double(suryea);
surmon=str2double(surmon);
surday=str2double(surday);
k=str2double(trazoff);
if suryea==0;
    da=clock;% actual time used
else
    da=cell2mat({suryea;surmon;surday;0;0;0});
end;
Year=da(1);
DayOfYear=datenum(0,da(2),da(3));
PTX=PTX-PTX(1)+1;
for j=1:RealShots;

    GX=0; GY=0; last=size(PTX,1);
    for t=1:last;
        if j==PTX(t); GX=CTR(t+1,3); GY=CTR(t+1,4); end
        if GX ~=0; L=1; else L=0; end
        T=j+k;
    end;
    if NONAV==0, fprintf(fidnav,'%d,%d,%d,%8.1f,%8.1f \n',T,L,1,UTMX(j),UTMY(j)); end;
    if (j/1000)==round(j/1000),
        SegymatVerbose(['Image2SegY: Creating Headers ',num2str(j),' of ',num2str(RealShots)])
    end;
end;
```



```
end
SegyTraceHeader(j).TraceSequenceLine=T;
    SegyTraceHeader(j).TraceSequenceFile=j;
    SegyTraceHeader(j).FieldRecord=j;
    SegyTraceHeader(j).TraceNumber=1;
    SegyTraceHeader(j).EnergySourcePoint=j;
    SegyTraceHeader(j).cdp=j;
    SegyTraceHeader(j).cdpTrace=NA;
    SegyTraceHeader(j).TraceIdentificationCode=1;

SegyTraceHeader(j).NSummedTraces=NA;
SegyTraceHeader(j).NStackedTraces=NA;
    SegyTraceHeader(j).DataUse=NA;
SegyTraceHeader(j).offset=NA;
    SegyTraceHeader(j).ReceiverGroupElevation=NA;
SegyTraceHeader(j).SourceSurfaceElevation=NA;
    SegyTraceHeader(j).SourceDepth=NA;
SegyTraceHeader(j).ReceiverDatumElevation=NA;
    SegyTraceHeader(j).SourceDatumElevation=NA;
SegyTraceHeader(j).SourceWaterDepth=NA;
    SegyTraceHeader(j).GroupWaterDepth=NA;
SegyTraceHeader(j).ElevationScalar=NA;

SegyTraceHeader(j).SourceGroupScalar=1;
    SegyTraceHeader(j).SourceX=UTMX(j);    %Interpolated & given positions
    SegyTraceHeader(j).SourceY=UTMY(j);    %Interpolated & given positions
    SegyTraceHeader(j).GroupX=GX;          % Given positions only
    SegyTraceHeader(j).GroupY=GY;          % will be zero for interpolated positions
    SegyTraceHeader(j).CoordinateUnits=1;  % meters

SegyTraceHeader(j).WeatheringVelocity=NA;
SegyTraceHeader(j).SubWeatheringVelocity=NA;
    SegyTraceHeader(j).SourceUpholeTime=NA;
SegyTraceHeader(j).GroupUpholeTime=NA;
    SegyTraceHeader(j).SourceStaticCorrection=NA;
SegyTraceHeader(j).GroupStaticCorrection=NA;
    SegyTraceHeader(j).TotalStaticApplied=NA;

if SeaLand==1; delay(j)=-delay(j) ; end;
SegyTraceHeader(j).LagTimeA=delay(j);    %Land profiles Lagtime negative
    SegyTraceHeader(j).LagTimeB=NA;
    if SeaLand==1; delay(j)=0; end;
SegyTraceHeader(j).DelayRecordingTime=delay(j); %Land profiles delay = 0
```



```
SegyTraceHeader(j).MuteTimeStart=NA;
SegyTraceHeader(j).MuteTimeEND=NA;

SegyTraceHeader(j).ns=samples;
    SegyTraceHeader(j).dt=dt;

SegyTraceHeader(j).GainType=NA;
SegyTraceHeader(j).InstrumentGainConstant=NA;
    SegyTraceHeader(j).InstrumentInitialGain=NA;
SegyTraceHeader(j).Correlated=NA;
    SegyTraceHeader(j).SweepFrequencyStart=NA;
SegyTraceHeader(j).SweepFrequency=NA;
    SegyTraceHeader(j).SweepLength=NA;
SegyTraceHeader(j).SweepType=NA;
    SegyTraceHeader(j).SweepTraceTaperLengthStart=NA;
    SegyTraceHeader(j).SweepTraceTaperLengthEnd=NA;
SegyTraceHeader(j).SweepFrequencyEnd=NA;
    SegyTraceHeader(j).SweepTraceTaperLength=NA;
SegyTraceHeader(j).TaperType=NA;
    SegyTraceHeader(j).AliasFilterFrequency=NA;
SegyTraceHeader(j).AliasFilterSlope=NA;
    SegyTraceHeader(j).NotchFilterFrequency=NA;
SegyTraceHeader(j).NotchFilterSlope=NA;
    SegyTraceHeader(j).LowCutFrequency=NA;
SegyTraceHeader(j).HighCutFrequency=NA;
    SegyTraceHeader(j).LowCutSlope=NA;
SegyTraceHeader(j).HighCutSlope=NA;

SegyTraceHeader(j).YearDataRecorded=Year;
    SegyTraceHeader(j).DayOfYear=DayOfYear;

SegyTraceHeader(j).HourOfDay=NA;
SegyTraceHeader(j).MinuteOfHour=NA;
    SegyTraceHeader(j).SecondOfMinute=NA;
SegyTraceHeader(j).TimeBaseCode=NA;
    SegyTraceHeader(j).TraceWeightningFactor=NA;
SegyTraceHeader(j).GeophoneGroupNumberRoll1=NA;
    SegyTraceHeader(j).GeophoneGroupNumberFirstTraceOrigField=NA;
    SegyTraceHeader(j).GeophoneGroupNumberLastTraceOrigField=NA;
    SegyTraceHeader(j).GapSize=NA;
SegyTraceHeader(j).OverTravel=NA;
    SegyTraceHeader(j).cdpX=NA;
SegyTraceHeader(j).cdpY=NA;
    SegyTraceHeader(j).Inline3D=NA;
```



```
SegyTraceHeader(j).Crossline3D=NA;

    SegyTraceHeader(j).ShotPoint=j;
    SegyTraceHeader(j).ShotPointScalar=1;

    SegyTraceHeader(j).TraceValueMeasurementUnit=NA;
SegyTraceHeader(j).TransductionConstantMantissa=NA;
    SegyTraceHeader(j).TransductionConstantPower=NA;
SegyTraceHeader(j).TransductionUnit=NA;
    SegyTraceHeader(j).TraceIdentifier=NA;
SegyTraceHeader(j).ScalarTraceHeader=NA;
    SegyTraceHeader(j).SourceType=NA;
SegyTraceHeader(j).SourceEnergyDirectionMantissa=NA;
SegyTraceHeader(j).SourceEnergyDirectionExponent=NA;
SegyTraceHeader(j).SourceMeasurementMantissa=NA;
SegyTraceHeader(j).SourceMeasurementExponent=NA;
SegyTraceHeader(j).SourceMeasurementUnit=NA;
SegyTraceHeader(j).UnassignedInt1=NA;
SegyTraceHeader(j).UnassignedInt2=NA;
end;

%% Write SEG Y File

WriteSegyStructure(outfile,SegyHeader,SegyTraceHeader,seisdata,'revision',Revision,'dsf',DSF);
disp 'Don't worry about this: Warning: Unable to interpret TeX string .... path\file ';
status=fclose('all');

%% FINAL INFO DISPLAY
if NONAV==0
    Message=[SGY_outfile ' CREATED'];
else
    Message=[SGY_outfile ' CREATED WITHOUT NAVIGATION AND UNREAL SCALE'];
end
disp '*****';
disp(cc24);disp(cc25);disp(cc27);
disp([Message]);
disp '*****';
%% END
```



ANEXO D. ARCHIVO ASCII.M.

```
d1mwrite('zu-1.ascii',seisdata,'delimiter', '\t')
```

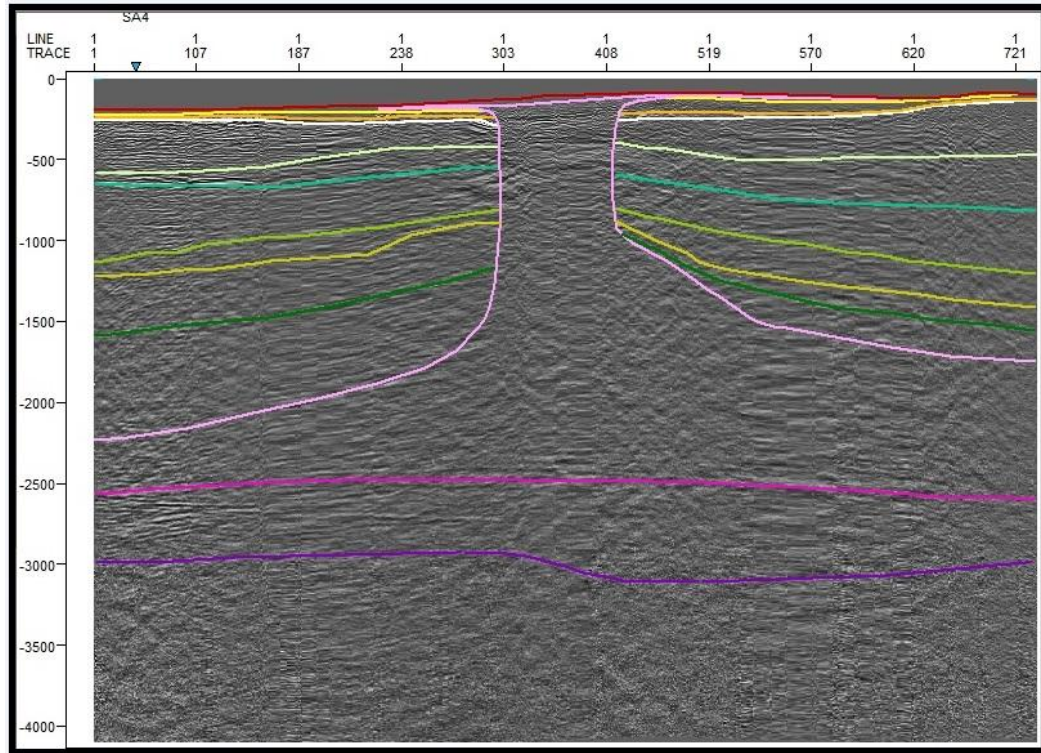
ANEXO E. MAINSCRIPT.SH

```
#!/bin/sh set -x ##-----## # Script para convertir archivo ASCII a formato
Seismic Unix. # elaborado por Yesid Goyes # goyes.yesid@gmail.com
#####
# # file_ascii= archivo ascii separados por espacios en formato float # n1= Número
de Trazas en el archivo sísmico. # ns= muestras en el tiempo. # dt= muestreo en
milisegundos. # sx= Punto Shot Point # offset = Distancia entre las trazas
consecutivas. # dx= distancia entre geófonos # sx0= posicion del primer geófono.
file_ascii=SA8103.ascii name="{file_ascii%*.}" rm -f $name.su $name.sgy
n1=335 ns=2000 dt=2 offset=20 dx=8 gx0=502571 dy=29 gy0=4733298 sx=0
sy=0 dtt=`echo "$dt * 1000 " | bc -l` a2b < $file_ascii n1=$n1 > data.binary
transp < data.binary n1=$n1 > data.transp suaddhead ns=2000 <data.transp |
sushw key=dt,offset,sx,sy,gx,gy a=$dtt,$offset,$sx,$sy,$gx0,$gy0
b=0,0,0,0,$dx,$dy > $name.su suxw1gb < $name.su perc=95 key=gx
title="$name.su SP X=$sx" label1="Tiempo (s)" label2="Posicion" segyhdrs <
$name.su | segywrite tape=$name.sgy endian=1 conv=0 echo "Se ha creado el
archivo $name.su y el archivo $name.sgy" rm data.binary data.transp binary
header
```



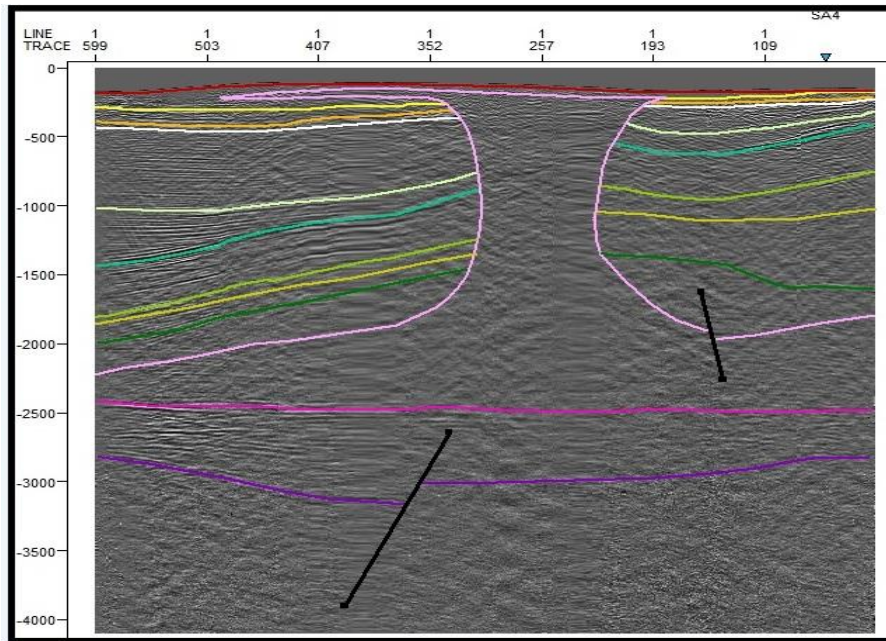
ANEXO F. LINEAS SISMICAS INTERPRETADAS

Línea Sísmica SA97-02

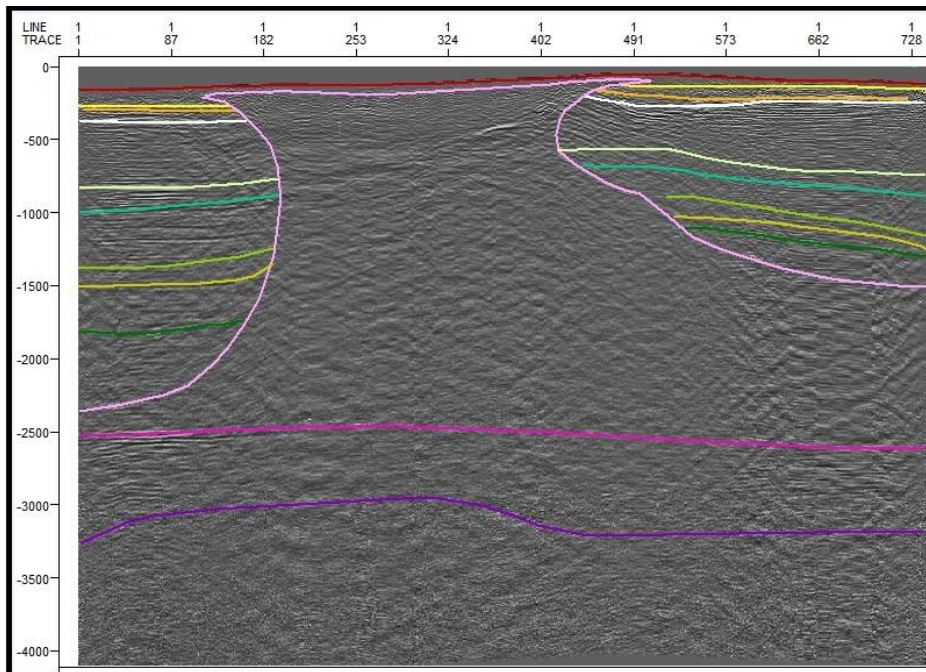




Línea Sísmica SA97-03

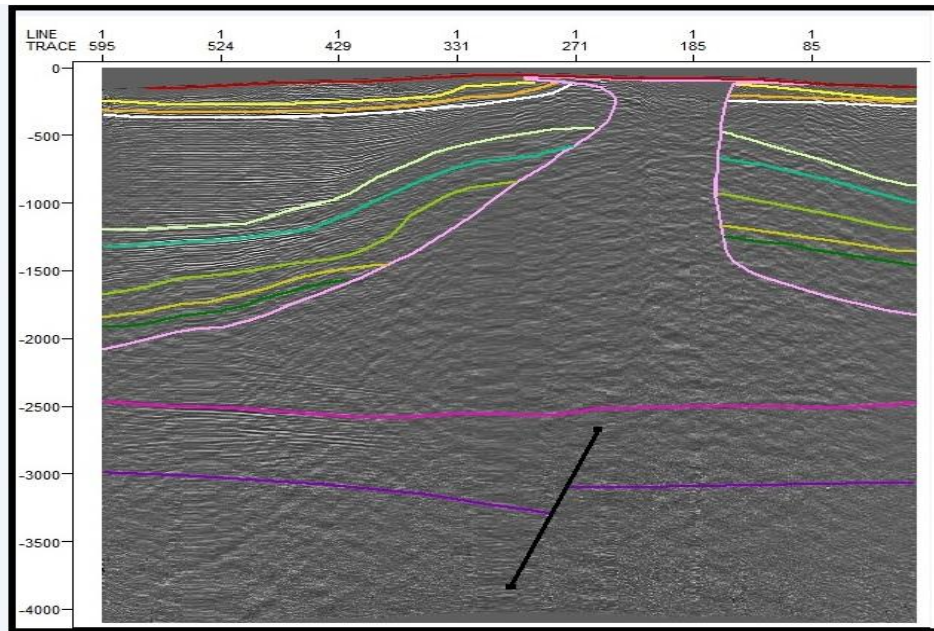


Línea Sísmica SA97-04

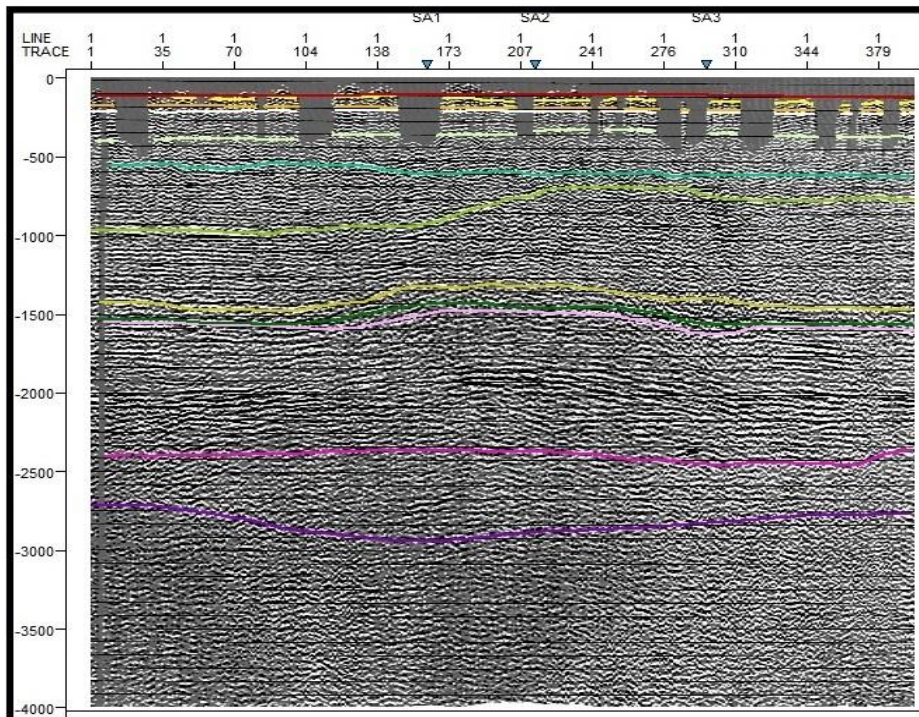




Línea Sísmica SA97-09

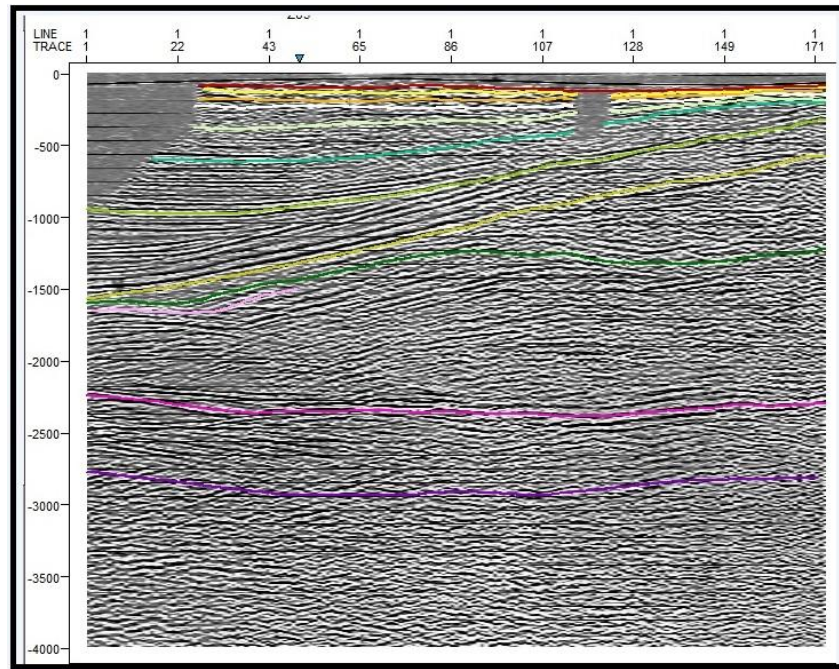


Línea Sísmica ZU5

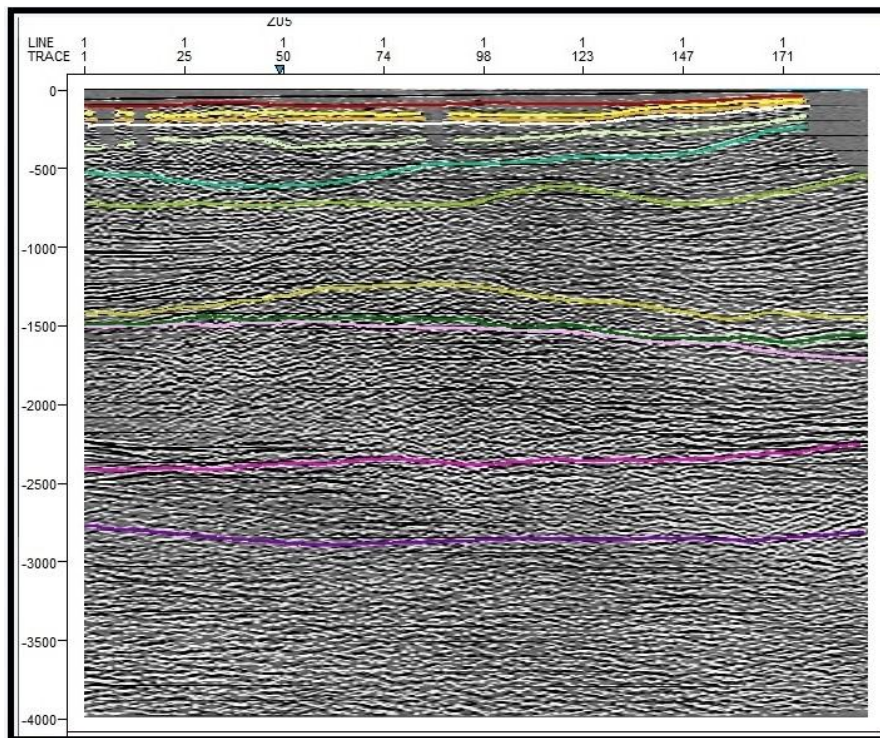




Línea Sísmica SA1

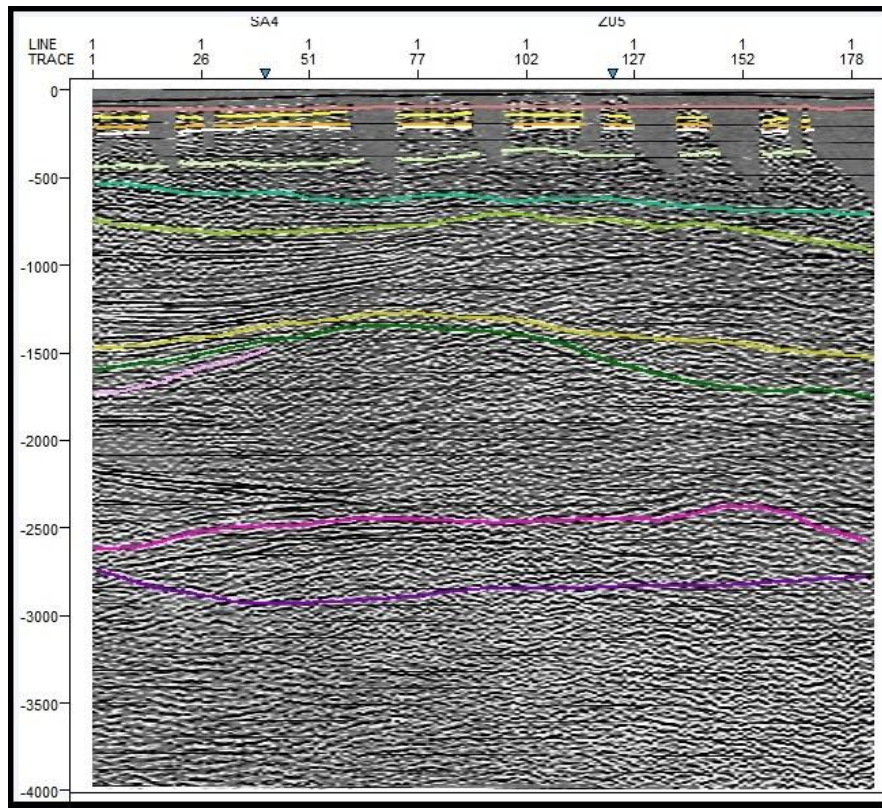


Línea Sísmica SA2

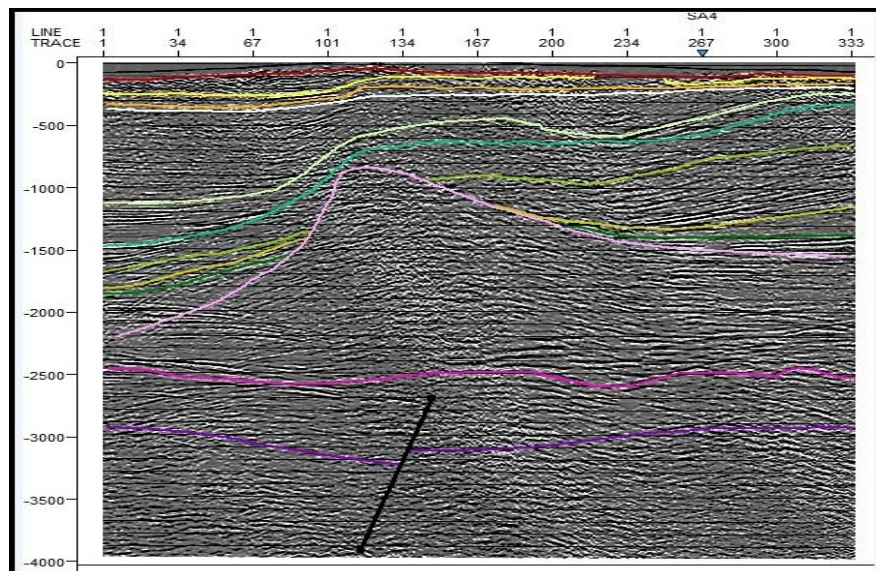




Línea Sísmica SA3



Línea Sísmica SA181-03





ANEXO G. IMÁGENES DEL MODELO 3D

Especificación de las 11 superficies del modelamiento del Diapiro Salinas de Añana.

