

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



**“ONDAS DE ARENA DEL PLIOCENO, DENTRO DE LA CUENCA
SAN NICÓLAS, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

O C E A N Ó L O G O

PRESENTA:

VIOLETA ZETZANGARI FERNÁNDEZ DÍAZ

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA, MAYO DE 2007

RESUMEN

Dentro del Arroyo San Nicolás ubicado en BCS, México, aflora una estructura interestratificada formada por gravas y conglomerados, dicha estructura se interpreta como onda de arena.

La petrografía de los sedimentos establece que lo predominante son fragmentos líticos como gravas elongadas y conglomerados, los cuales no muestran mayor retrabajo, variando de angulosos a subredondeados, encontrándose algunos redondeados. Dichos fragmentos son de origen volcánico andesítico.

Los clastos que conforman la estructura muestran una imbricación predominante, indicando la dirección del flujo gravitacional, el cual se desplazó de sur a norte dentro de la cuenca San Nicolás, durante el Plioceno.

La onda de arena es interpretada como un depósito formado por flujos de rápido movimiento y fases de alta concentración, según los modelos para la estratificación de flujos creados por corrientes de gravedad, propuestos por Amy *et al.*, (2005). El material sedimentario se acumuló en una primera fase en la zona intermareal, dando un alto grado de redondez y modificación de forma en las gravas y cantos. Así como por la presencia de los organismos fósiles característicos de la zona intermareal.

**ONDAS DE ARENA DEL PLIOCENO, DENTRO DE LA CUENCA SAN
NICÓLAS, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO**

T E S I S

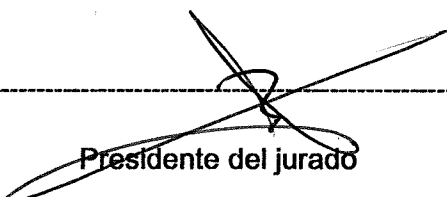
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

O C E A N Ó L O G O

PRESENTA:

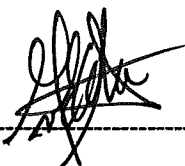
VIOLETA ZETZANGARI FERNÁNDEZ DÍAZ

Aprobada por:



Presidente del jurado

Dr. Jorge Ledesma Vázquez



Sinodal propietario

Dr. Guillermo Eliezer Avila Serrano



Sinodal propietario

Dr. Rafael Hernández Walls

DEDICATORIA

A mis Padres, por su amor, comprensión y apoyo incondicional en cada etapa de mi vida. Muchas gracias por todo lo que me han dado. Los amo.

A mis hermanos Rebeca, Yamil, Yamila, Beto y Dani por todos los momentos vividos a lo largo de nuestras vidas y los buenos recuerdos que prevalecerán por siempre. Espero que esto les sirva de ejemplo y recuerden que “siempre para adelante”.

A mi sobrino Dylan, por traer luz a nuestras vidas y con sus ocurrencias y llamadas alegrar cada día de mi existencia. Te amo caracolito.

A mis amigos, Patineta, Duarte, Katiuska, Natalie, Mony, Mitkel, Paiza y Keren por brindarme su amistad incondicional, por vivir los mejores momentos de esta etapa junto a ustedes, por las fiestas, las aventuras, los viajes y todos los momentos increíbles que se quedan en mi mente y los que nos faltan!.....cheers!!



GRACIAS POR TODO.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mi director de tesis, Dr. Jorge Ledesma Vázquez, por su apoyo, motivación, entendimiento y amistad, pero sobre todo por creer en mí y permitirme crecer y aprender tantas cosas. Mil gracias.

A mis sinodales, Dr. Guillermo E. Ávila Serrano y Dr. Rafael Hernández Walls, gracias por sus acertados comentarios, críticas y sugerencias que permitieron enriquecer este trabajo.

Al Oc. Gabriel Rendón, por enseñarme el arte de la elaboración de las secciones delgadas, consejos, aportaciones a este trabajo, paciencia, buen humor y tiempo. Muchas gracias.

A mis maestros de la carrera, gracias por su aportación durante mi formación académica. De todos aprendí.

A mis maestros de la etapa terminal del área de geología, Ronald Speltz, Francisco Suárez y Gabriel Rendón, por su amistad y por dar las materias que mas disfrute y de las que me llevo los mejores recuerdos y conocimientos.

A mis compañeros de Oceanología, aunque bien o mal todos aportaron algo a mi vida.

ÍNDICE

	Página
Resumen	II
Aprobación	III
Dedicatoria	IV
Agradecimientos	V
Índice	VI
Lista de tablas	VII
Lista de figuras	VIII
Introducción	1
Antecedentes	4
Hipótesis	10
Objetivo	10
Área de estudio	10
Método de estudio	12
Resultados	15
Discusiones	31
Conclusiones	40
Literatura citada	41
Apéndice	I

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Resumen de los estudios experimentales sobre corrientes experimentales de gravedad. (Tomada de Kneller y Buckee, 2000).	7
II	Resumen de modelos matemáticos de corrientes turbidíticas. (Tomada de Kneller y Buckee, 2000).	8
III	Composición mineralógica de los sedimentos para las muestras en conteo por puntos.	22
IV	Porcentajes de la composición química de los sedimentos.	22
V	Grupos de los clastos encontrados en los diferentes estratos.	24

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Área de estudio donde se indica la ubicación de la cuenca San Nicolás.	10
2	Fotografía del depósito analizado dentro de la onda de arena.	14
3	Columna estratigráfica correspondiente al depósito analizado.	15
4	Fotografía que muestra gravas elongadas y subredondeadas dentro de la columna.	
5	Fotografía de valvas desarticuladas dentro del estrato 4.	18
6	Fotografía que muestra los conglomerados pertenecientes al estrato 7.	
7	Diagrama en Rosa de la imbricaciones de los ejes largos de los clastos.	23
8	Clasificación de la forma de los clastos de acuerdo al diagrama de Zingg (Krumbein y Sloss, 1969).	24
9	Arreglo de los clastos dentro de la capa 2.	25
10	Arreglo de los clastos dentro de la capa 5.	25
11	Arreglo de los clastos dentro de la capa 7.	26
12	Arreglo de los clastos dentro de la capa 9.	26
13	Diagrama de un deslizamiento típico (Modificado de Kneller y Buckee, 2002).	30
14	Diagrama esquemático de la evolución de las dos capas, basado en observaciones experimentales de corrientes de gravedad estratificadas (Tomado de Amy <i>et al</i> , 2005).	32

15	Diagrama de los datos experimentales propuestos por Amy y colaboradores (2005) (Tomado de Amy <i>et al</i> , 2005).	33
----	---	----

INTRODUCCIÓN

Los flujos sedimentarios de densidad que contienen una gran concentración de sedimentos ocurren en ambientes subacuáticos (Mulder y Alexander, 2001; en Amy *et al.*, 2005). Estos flujos incluyen a las corrientes turbidíticas y a los flujos de escombros. En muchos lugares son denominados flujos sedimentarios marinos de ambientes someros a profundos (Kneller y Buckee, 2000; en Amy *et al.*, 2005), y forman algunas de las acumulaciones de sedimentos más voluminosas sobre la tierra (Bouma *et al.*, 1985; en Amy *et al.*, 2005). Los eventos individuales pueden transportar decenas o hasta centenas de kilómetros cúbicos de sedimentos (Piper *et al.*, 1999; Wynn *et al.*, 2002; en Amy *et al.*, 2005).

Los depósitos antiguos de flujos sedimentarios de densidad forman muchos de los más grandes reservorios de petróleo en el mundo (Weimer y Link, 1991; en Amy *et al.*, 2005), mientras que en eventos modernos los flujos de densidad tienen un significado de riesgo para las estructuras en el suelo marino (Barley, 1999; en Amy *et al.*, 2005).

Las corrientes turbidíticas o flujos turbidíticos también se conocen como flujos gravitacionales o flujos de corrientes de gravedad. Estas corrientes son un continuo de flujos sedimentarios gravitacionales (Middleton & Hampton, 1976; en Kneller y Buckee, 2000). Tradicionalmente son definidas como flujos sedimentarios gravitacionales en los cuales el sedimento es suspendido por flujos de turbulencia (Sanders, 1965; Middleton & Hampton, 1976; Lowe, 1982; Middleton, 1993; Simpson, 1997; en Kneller y Buckee, 2000). El término

corriente turbidítica fue adoptado para describir un fenómeno natural cuya caracterización exacta a menudo no es clara, y en el cual el mecanismo de soporte de sedimento es comúnmente imposible de determinar. Una corriente turbidítica es una corriente en suspensión en la cual el fluido intersticial es un líquido, generalmente agua (Kneller y Buckee, 2000).

La predicción de erosión por corrientes turbidíticas, y la distribución de sus depósitos, tales como extensión, espesor y distribución del tamaño de grano, requieren del entendimiento de los mecanismos de transporte y depositación de los sedimentos, los cuales dependen de la dinámica del flujo en las corrientes (Kneller y Buckee, 2000).

Estas corrientes o flujos sedimentarios de densidad pueden dar origen a la formación de ondas sedimentarias. Las ondas sedimentarias son un tipo de estratificación depositacional de gran escala que pueden ser generadas por el flujo de corrientes inferiores (lower flow) o por el flujo de corrientes de gravedad. Dichas ondas, compuestas de tamaños grava y arena, son características distintivas de pisos marinos encontrados en regiones próximas a sistemas mayores de turbiditas. Son de gran escala, con capas ondulantes, crestas sinuosas o curvas que están alineadas aproximadamente perpendiculares a la dirección del flujo de la corriente dominante. Muestran varios grados de asimetría y generalmente son mas grandes que otras capas o estructuras submarinas, ejemplo: rizaduras y dunas (Wynn, *et al.*, 2000).

Las ondas sedimentarias de corrientes turbidíticas muestran longitudes superiores a 6 km. y alturas de más de 70 m, comúnmente poseen un decremento de pendientes (Wynn, *et al.*, 2000).

Dichas ondas han sido referenciadas previamente como ondas de grava (Short *et al.*, 1990 en Wynn, *et al.*, 2000), ondas de arena (Kenyon y Belderson, 1973; en Wynn, *et al.*, 2000), ondas de lodo (Lewis *et al.*, 1978; en Wynn, *et al.*, 2000), antidunas abisales (Fox *et al.*, 1968; en Wynn, *et al.*, 2000), rizaduras gigantes (Ewin *et al.*, 1968; en Wynn, *et al.*, 2000) y lomas depositacionales (Depositional Ridges) (Johnson y Schneider, 1969; en Wynn, *et al.*, 2000).

Estos fenómenos han sido estudiados tanto en campo como en laboratorio. Realizando diversos experimentos se analizan modelos, algunos de los cuales toman en cuenta variables como viscosidad, velocidad y densidad, entre otras; estos modelos sirven para reproducir y observar la estructura y el comportamiento de una corriente turbidítica.

Varios modelos numéricos y analíticos de corrientes turbidíticas han producido soluciones para flujos constantes (ej. Chu *et al.*, 1979) pero la aplicación generalmente no ha sido popular, a pesar de las evidencias para flujos constantes o casi constantes (Kneller, 1995; en Kneller y Buckee, 2000).

El presente trabajo se desarrolla dentro de la región denominada Cuenca San Nicolás, la cual se encuentra dentro del Dominio Central de Baja California, delimitado de Mulegé a Loreto. Este trabajo determina el régimen hidráulico bajo el cual se formaron los depósitos de onda de arena dentro de una cuenca

sedimentaria marina del Plioceno, asociada con la evolución del Proto-golfo y Golfo de California.

ANTECEDENTES

La Cuenca San Nicolás se formó dentro de la provincia extensional del Proto-golfo durante el Mioceno, hace 14 a 12 Ma, como resultado directo del episodio extensional principal. Dentro del Dominio Central de Baja California (BCCD), se formaron múltiples depocentros (centros de depositación), incluyendo la cuenca Bahía Concepción y al sureste de ésta, la cuenca San Nicolás. Se le da el nombre de Formación San Nicolás a una unidad de roca volcanosedimentaria de más de 150 m de espesor, que aflora en el área de la bahía San Nicolás, Baja California Sur; compuesta por secuencias marinas y volcánicas (Ledesma-Vazquez *et al.*, 2006). La Formación San Nicolás del Plioceno tardío se presenta con tres miembros sedimentarios (Ledesma-Vázquez, 2002). Los estratos de dicha formación reflejan en general un episodio post-extensional con alta tasa de subsidencia inicial, reactivación asociada con bajas tasas de sedimentación, seguida por periodos de depositación somera asociados con eventos de tormenta, y la presencia de depósitos de ondas de arena de gran escala que reflejan condiciones extremas de marea (Ledesma-Vázquez, 2002).

En los años 80's y usando sistemas de barrido con sonar de resolución intermedia (Piper *et al*, 1985 y Malinverno *et al*, 1988; en Wynn, R. *et al*, 2002) se reporta, por primera vez, la presencia abundante de sedimentos de grano grueso en ondas de arena en aguas profundas. Un ejemplo son las ondas de arena en el norte continental marroquí de las Canarias, las cuales fueron reconocidas primeramente por Jacobi *et al.*, (1975), quien tentativamente concluyó que las corrientes de fondo fueron principales responsables de la formación de las ondas, pero que las corrientes turbidíticas influenciaron fuertemente en la formación y distribución de éstas (Wynn, *et al.*, 2000).

Normark y Piper (1991), utilizaron una variedad de mecanismos de iniciación para corrientes turbidíticas, incluyendo eventos virtuales instantáneos tales como deslizamiento sismogénico (seismogenic slumping) que generan ondas de este tipo (Heezen y Swing, 1952; Morgenstern, 1967; Weaver *et al.*, 1992; García y Hull, 1994; en Kneller y Buckee, 2000). Los flujos también pueden ser generados durante erupciones volcánicas y por la remoción de material no consolidado (Lipman y Mullineaux, 1981; Kokelaar, 1992; en Kneller y Buckee, 2000) o por deslizamientos sísmicos dentro de las cuencas (Syvitski y Schafer, 1996; en Kneller y Buckee, 2000).

Casi todos los flujos gravitacionales particulados contienen gradientes verticales en las concentraciones de los sedimentos suspendidos donde las concentraciones de partículas decrecen hacia arriba lejos de la base de la capa de depositación (Middleton, 1966; Postma *et al.*, 1988; en Amy *et al.*, 2005). Gladstone *et al.* (2004) investigó, usando experimentos de laboratorio, el

comportamiento de 2 capas de estratos dentro de un flujo de densidad. Ellos demostraron que la densidad de la capa y su volumen tienen un efecto marcado sobre la evolución de las corrientes turbidíticas y la estructura resultante. Sus resultados son aplicables a corrientes inerciales con densidad estratificada (Amy *et al.*, 2005).

Kuenen (1937) y Kuenen y Migliorini (1950), demostraron experimentalmente que las corrientes turbidíticas fueron el agente más probable del transporte de sedimentos clásticos dentro de las profundidades oceánicas. Investigaciones subsecuentes siguieron tres caminos: el estudio de los sistemas turbidíticos, experimentos de laboratorio y modelado teórico (Kneller y Buckee, 2000).

Amy *et al* (2005), plantean un modelo con el cual crean una corriente dentro de un laboratorio controlando variables como densidad y viscosidad. Este modelo permite conocer el comportamiento del flujo al dividir en dos tipos de depósito resultante:

1. Depósitos de flujos de rápido movimiento y altas fases de concentración.
2. Depósitos de flujos de lento movimiento y altas fases de concentración.

Se han llevado a cabo estudios para investigar la dinámica y la morfología de los flujos gravitacionales. Estos experimentos representan solo una continuación de trabajos previos, los cuales han sido la fuente de nuevas

prospecciones dentro de la dinámica de las masas de flujo (Mohrig *et al.*, 1998, 1999; Marr *et al.*, 2001; en Iltad *et al.*, 2004).

La tabla I, tomada de Kneller y Buckee (2000), muestra la mayoría de los trabajos experimentales realizados sobre la dinámica de las corrientes de gravedad, enfocada en las diferentes variables medibles: tipo de corriente, objetivo, densidad y velocidad, etc. Los experimentos iniciales se enfocaron a la anatomía de las corrientes, pero recientemente y con el desarrollo de equipo y técnicas especializadas se puede conocer más sobre ellas y reproducirse en laboratorio. La tabla II, de Kneller y Buckee (2000), muestra diversos autores y los modelos matemáticos que utilizaron para describir las corrientes de gravedad y la utilidad de los modelos usados.

Tabla I. Resumen de los estudios experimentales sobre corrientes de gravedad (Kneller y Buckee, 2000).

Author(s)	Type of gravity current	Focus	Experimental facility	Velocity measurement	Density measurement	Key words
Kuenen (1937)	Sediment-laden	Deposit	Modified lock-exchange	n/a	n/a	Deposits
Keulegan (1957)	Solute (Saline)	Head	Lock-exchange	n/a	n/a	Anatomy of the head, simple laws
Ellison & Turner (1959)	Solute (Saline)	Body	Continuous	Thermistors (hot-wire)	Sampling	Mean flow properties, stratification, entrainment
Middleton (1960a)	Solute & sediment-laden	Head	Continuous & lock-exchange	n/a	n/a	Anatomy and motion of the head
Middleton (1960b)	Solute & sediment-laden	Head, body	Continuous	Slow-motion photography	n/a	Simple laws
Britter & Simpson (1978)	Solute (Saline)	Head	Arrested head	Dye streak measurements & hot-film probe	Conductivity meter (no results shown)	Mean flow properties, mixing rate, Kelvin-Helmholtz billows
Simpson & Britter (1979)	Solute (Saline)	Head	Arrested head	Dye streak measurements & hot-film probe	Conductivity meter (no results shown)	Mean flow properties, mixing rate, Kelvin-Helmholtz billows, lobes & clefts
Parker <i>et al.</i> (1987)	Sediment-laden	Body	Continuous	Micropropellor	Siphon sampling	Mean flow properties, sediment entrainment & deposition, entrainment of ambient
García (1993)	Solute & sediment-laden	Body	Continuous	Micropropellor	Optical probe	Mean flow properties, hydraulic jump, deposits
García & Parker (1993)	Solute & sediment-laden	Body	Continuous	Micropropellor	Optical probe	Mean flow properties, sediment entrainment
García (1994)	Sediment-laden	Body	Continuous	Micropropellor	Siphon sampling	Mean flow properties, sediment deposition, Mixing rate
Altinakar <i>et al.</i> (1990)	Sediment-laden	Body	Modified lock-exchange	Micropropellor	Siphon sampling	Mean flow properties
García & Parsons (1996)	Solute (Saline)	Head	Arrested head	Indirectly from arrested head facility	n/a	Mixing rate
Hallworth <i>et al.</i> (1996)	Solute	Head	Lock-exchange	n/a	n/a	Entrainment into the head
Kneller <i>et al.</i> (1997)	Solute (RI matched)	Head, body	Lock-exchange	LDA, video	n/a	Mean flow properties, turbulence, reflections
Parsons (1998)	Solute (Saline)	Head	Arrested head	ADV, laser-induced fluorescence (LIF)	Conductivity probe	Turbulence, entrainment of ambient, mixing rate
Kneller <i>et al.</i> (1999)	Solute (RI matched)	Head, body	Lock-exchange	LDA, video	n/a	Mean flow properties, turbulence
Hest <i>et al.</i> (in press)	Sediment-laden	Head, body	Modified lock-exchange	UDVP, video	n/a	Mean flow properties, turbulence, reflections
Buckee <i>et al.</i> (in press)	Solute (RI matched)	Body	Continuous	LDA	Conductivity probe	Mean flow properties, turbulence, stratification

Tabla II. Resumen de modelos matemáticos de corrientes turbidíticas (Kneller y Buckee, 2000).

Author(s)	Model	Comments
Kuenen (1952) Ellison & Turner (1959)	Chézy equation Depth-averaged	Calculated properties of the 1929 Grand Banks current Used in conjunction with laboratory experiments to examine entrainment of ambient water by upper boundary of saline currents
Kirwan <i>et al.</i> (1960)	General analytical solution	Calculated evolution of the 1929 Grand Banks current and the Orleansville current model the origin of the currents
Hinze (1960)	Analytical solution in which eddy viscosity is assumed to be constant in the vertical direction	Models density and velocity profiles above the velocity maximum. Predicts velocity thickness for the Grand Banks current in reasonable agreement with other research
Chu <i>et al.</i> (1979)	Depth-averaged	Examines the effect of changing certain variables (sediment exchange with the bed, ambient entrainment and lower boundary drag) on flow evolution
Bowen <i>et al.</i> (1984)	Modified Chézy equation, including terms for ambient entrainment and Coriolis force	Modelled flow evolution of turbidity currents on the Navy submarine fan
Parker <i>et al.</i> (1986)	Depth-averaged (3- and 4-equation models)	Examines the theory of self-acceleration (or autosuspension). The 4-equation model predicts self-acceleration realistically
Stacey & Bowen (1988a,b)	Algebraic turbulence closure, eddy viscosity and eddy diffusivity vary vertically with the gradient Richardson number (with a linear bridge across the velocity maximum)	Models vertical profiles of velocity, density and gradient Richardson number Results compare well with laboratory experiments The second paper uses the model to examine self-acceleration and flows bearing in mind sizes
Eidsvik & Brørs (1989)	$k-\epsilon$ turbulence closure model	Predicts vertical distribution of velocity, density, turbulent kinetic energy and eddy viscosity. Results compare well with experimental data. Predicts self-acceleration
Brørs & Eidsvik (1992)	Reynolds stress turbulence closure model	Predicts vertical distribution of velocity, density, turbulent kinetic energy and eddy viscosity. Results compare well with experimental data
Dade & Huppert (1994)	Box model	Scaling arguments used to apply the model to the deposits of 2D (channelized) turbidity currents. Predicts run-out length and deposit thickness
Zeng & Lowe (1997)	Depth-averaged, and accounts for vertical distribution of sediment	Models flow evolution and deposit characteristics
Kubo <i>et al.</i> (1998)	Box model	Compares model results with palaeocurrent velocities calculated from grain size of extensive turbidite in the Miocene-Pliocene Kiyusomi Formation, Japan
Mulder <i>et al.</i> (1998)	Modified Chézy equation, including terms for ambient entrainment and sediment exchange with the bed	Modelled flow evolution of a 28-day flood in the Saguenay fjord in 1663 Compared model deposit characteristics (run-out distance, thickness, grain size) with observations
Felix (in press)	Mellor-Yamada $2\frac{1}{2}$ turbulence closure model, includes influence of particles on turbulence	Models vertical and downstream distribution of velocity, density, turbulent kinetic energy and eddy viscosity. Results compare well with experimental data. Models turbidite deposits (thickness, grain size distributions)

HIPÓTESIS

El afloramiento que se encuentra en el Arroyo San Nicolás dentro de la cuenca San Nicolás representa un flujo sedimentario marino asociado a flujos de turbidez.

OBJETIVO

El presente trabajo pretende determinar el régimen hidráulico bajo el cual se formaron los depósitos de la onda de arena localizada dentro de la cuenca San Nicolás.

Objetivos Particulares

- 1) Obtener la petrografía de los sedimentos que forman los depósitos de la onda de arena.
- 2) Construir una columna estratigráfica que describa a la onda de arena.

ÁREA DE ESTUDIO

Bahía San Nicolás se encuentra localizada dentro del Dominio Central de Baja California (BCCD) (Umhoefer and Dorsey 1997; en Ledesma-Vázquez, 2002), en la costa oeste del Golfo de California al sur de Bahía Concepción, entre los 111° 26' y 111° 36' de longitud Oeste y los 26° 30' y 26° 37' de latitud Norte (Fig. 1); a 18 km por una brecha en muy buen estado todo el año desde el rancho El Rosarito, Baja California Sur, localizado sobre la Carretera

Transpeninsular. El afloramiento de interés se encuentra en el área conocida como Arroyo San Nicolás en los 26° 31' 16" de latitud Norte y los 111° 33' 28.8" de longitud Oeste.

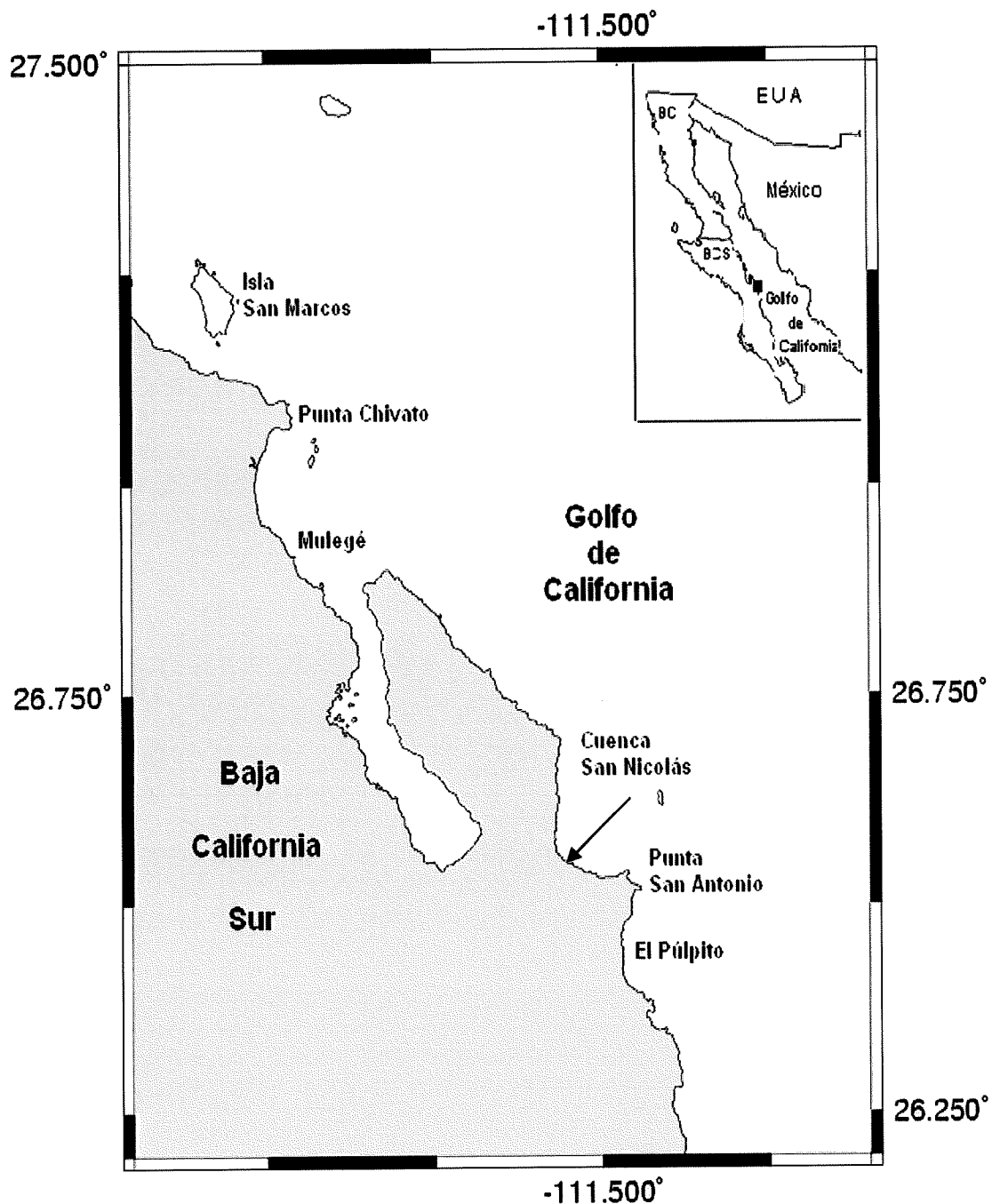


Figura 1. Área de estudio donde se indica la ubicación de la Cuenca San Nicolás. Está en unidades UTM.

Ledesma-Vázquez y Johnson (2001) describen la Formación San Nicolás como depósitos en un medio graben conformados principalmente por 4 miembros que a partir de la base son: (1) tobas San Antonio, (2) el abanico aluvial Los Volcanes, (3) la lodolita transicional Arroyo Amarillo y (4) depósitos marinos en La Ballena. Mencionan también que la mayoría de las unidades sedimentarias en la Formación San Nicolás presentan estratos horizontales y reflejan tasas de depositación muy bajas caracterizadas por capas de conchas, seguidas por depósitos de tormenta de aguas someras conformados por conglomerados marinos (Villatoro-Lacouture, 2003).

La cuenca sedimentaria se encuentra delimitada por unidades volcánicas del Grupo Comondú por contacto de falla, al comportarse la cuenca como una depresión entre estas unidades. La cuenca San Nicolás se encuentra delimitada al oeste por una falla con rumbo N-S y un echado de 90°, al sur y este por fallas normales, y al norte por el Golfo de California (Ledesma-Vázquez, 2002).

MÉTODO DE ESTUDIO

1.- Trabajo de campo

El trabajo en campo consistió en el levantamiento de una columna estratigráfica para el afloramiento localizado dentro del arroyo San Nicolás. Para la descripción del afloramiento se consideraron variables tales como la composición del sedimento, tamaño de grano, color, espesor de la columna, presencia de fósiles y de minerales visibles y la geometría del depósito. En el caso de los conglomerados de mayor tamaño se midieron las longitudes de

los ejes principales y sus imbricaciones. Durante este trabajo de campo se recolectaron seis muestras de mano de las cuales cinco corresponden a estratos de la columna (M1, M2, M3 M4 y M5) y una sexta que corresponde a un área que se encuentra fuera del arroyo en dirección al Norte (M*). Estas muestras se utilizaron para realizar análisis petrográficos.

2.- Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete se dividió en seis partes:

1. Elaboración de una columna estratigráfica.- Se elaboró la columna estratigráfica del afloramiento según lo observado en el campo. Dicha columna se realizó usando el programa Corel PHOTO-PAINT X3, que permite hacer distinción entre cada estrato que la conforma.
2. Petrografía.- En cuanto a petrografía se refiere, el procedimiento consistió en tomar las muestras colectadas en campo y montar cinco muestras de roca en resina epóxica para la generación de roca artificial, con la cual posteriormente se elaboraron 5 láminas delgadas estándar según el procedimiento descrito por Rendón-Márquez (1995). Dichas láminas se observaron en un microscopio petrográfico donde se realizó el conteo por puntos.
3. Conteo por puntos.- Es un método estándar denominado Método de Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984), consiste en contar 300 puntos correspondientes únicamente a minerales dentro de una lámina delgada, ya sea en forma horizontal, vertical o diagonal; no

importa cual opción se elija, las tres proporcionan la misma precisión. En este caso la opción usada fue en diagonal.

4. Imbricaciones de los clastos.- Para determinar la orientación y el patrón de depositación que siguen los clastos de acuerdo al flujo que los movió, se hace uso de los diagrama en rosa. En este caso, se usó el programa Stereo (Duyster, 1998) en el cual al introducir los datos de la orientación de los clastos se obtiene como resultado un diagrama en rosa que mostrará la dirección del flujo.
5. Forma de las partículas.- Los datos de longitud de los ejes principales (largo, intermedio, menor) de los clastos más grandes, se trataron en el programa Excel, el cual arrojó agrupaciones de puntos que corresponden a las medidas de los clastos de cada estrato. Usando el Diagrama de la clasificación de Zingg (en Krumbein y Sloss, 1969), muestra cuatro clases de formas y proporciona una manera fácil y visual, de agrupar partículas atendiendo a su forma (Krumbein y Sloss, 1969). Se identificó a cual de estos cuatro grupos corresponden los clastos que se encuentran en la onda de arena.
6. Dinámica del flujo.- Para determinar las características dinámicas del flujo, se tomó como base el modelo propuesto por Amy *et al.* (2005), basados en el trabajo de Gladstone *et al.* (2004), para la estratificación de flujos originados por corrientes de gravedad. Este modelo permite crear un flujo de gravedad dentro del

laboratorio con características específicas el cual posteriormente generará un depósito característico.

RESULTADOS

Columna estratigráfica.

El depósito analizado (Fig. 2) tiene gradación normal en su columna estratigráfica, ya que por lo general, las capas superiores se ven favorecidas con granos gruesos, aunque éstos están presentes en todas las capas pero en diferente proporción. Está compuesta por 10 estratos (Fig. 3), cada uno muestra características y dimensiones diferentes, pero al conjuntarlos dan un espesor aparente total de aproximadamente 46.25 m. Sin embargo, de los estratos 3, 4 y 6 no hay datos del espesor. Dentro de la columna, conglomerados, gravas y arenas finas son los más abundantes. Los conglomerados y gravas van de moderados a mal clasificados y de subredondeados a redondeados, encontrándose en algunos estratos gravas elongadas (Fig. 4).



Figura 2. Fotografía del depósito analizado dentro de la onda de arena.

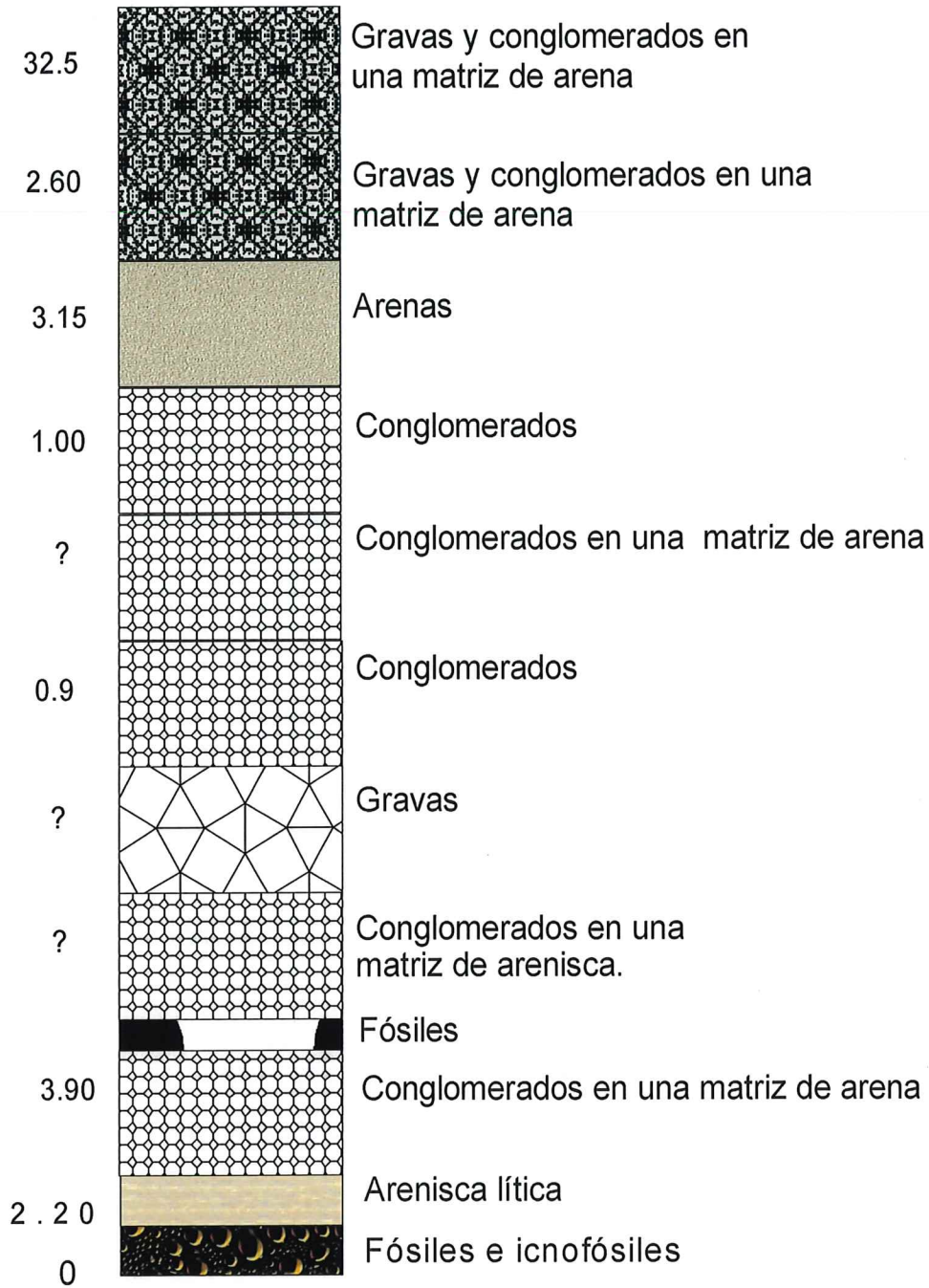


Figura 3. Columna estratigráfica correspondiente al depósito analizado.



Figura 4. Fotografía que muestra gravas elongadas y subredondeadas, dentro de la columna.

A continuación se muestra una descripción mas detallada de la columna estratigráfica para cada estrato a partir de la base.

Estrato 1

Se caracteriza por ser la base y estar cubierto por el arroyo San Nicolás. Es una capa masiva sin estratificación aparente, sumamente bioturbada con abundantes *Thalassinoides* y fragmentos rotos de fósiles como bivalvos. Su espesor aparente es de 2.20 m, formada por escasos fragmentos de gravas bien redondeadas con un tamaño máximo de 2 cm, las cuales se hacen más

abundantes hacia la parte superior que concluye con una superficie erosiva. En esta capa se tomó una muestra de mano utilizada posteriormente para obtener la sección delgada denominada como M1.

Estrato 2

Espesor aparente de 3.90 m. Está compuesto por conglomerados en posición "orto" (posición en la cual los conglomerados se encuentran unidos dentro de una matriz), fragmentos de roca volcánica en color verde, rojizo y gris siendo todas andesitas. Tiene un echado basal de 13°S, gradación normal iniciando con un conglomerado basal y mostrando imbricación moderada, ya que no todos los clastos tienen orientación. Los clastos del conglomerado basal están bien clasificados y redondeados, sin embargo, los que predominan son aparentemente elongados con un eje mayor de entre 20 y 30 cm (Fig. 4). Este conglomerado presenta una matriz arenosa de grano fino, poco porosa, bien cementada y con abundancia de minerales pesados y cuarzos. La parte superior del estrato es plano y con conglomerados en posición "para" (posición en la cual, los clastos están flotando dentro de la matriz). Entre el estrato 2 y el estrato 3 se presenta una capa de escasos fragmentos fósiles fragmentados.

Estrato 3

Se compone por una arenisca lítica dentro de una matriz carbonatada con gránulos de cuarzo, feldespatos, poca arcilla, fragmentos redondeados de hasta 2 cm flotando dentro de la matriz. Abundantes moldes externos e internos de bivalvos en los primeros 50 cm que comprenden la base del estrato, valvas desarticuladas, fósiles disueltos y algunos ejemplares de bivalvos completos. Para este estrato no se tienen datos de espesor, debido a la geometría del depósito. La sección delgada M2 representa a esta capa.

Estrato 4

Sobre un contacto discordante se presenta el estrato cuatro con un espesor irregular de aproximadamente 60 cm. Dentro de él predominan los fragmentos desarticulados de fósiles bivalvos (Fig. 5), principalmente pectens y escasos gasterópodos. Dentro de la matriz hay pequeños fragmentos de roca, gravas bien redondeadas de 0.5 a 2 cm, minerales como cuarzo y feldespatos y algunos fragmentos líticos angulosos de hasta 10 cm en la parte de la base.



Figura 5. Fotografía de valvas desarticuladas dentro del estrato 4.

Estrato 5

Con un espesor aparente de 90 cm, el estrato 5 se encuentra pobremente cementado sobre un contacto erosivo irregular de ortoconglomerados de fragmentos de roca volcánica, escasos fragmentos rotos de bivalvos y pobre imbricación a primera vista.

Estrato 6

Formado por una matriz de arenas finas y carbonatos moderadamente cementada, abundancia de fragmentos fósiles desarticulados de bivalvos y pequeños conglomerados angulosos en la base de la capa, los cuales disminuyen hacia la parte superior. A esta capa corresponde la sección delgada M3. No se tienen datos de espesor.

Estrato 7

Presenta un contacto inferior erosivo irregular, ortoconglomerados en la base, dentro de una matriz con escasos fragmentos de fósiles, pobremente cementada, moderadamente bien clasificada, y predominante hacia la parte superior (Fig. 6). Espesor aparente 1 m.

Estrato 8

Contacto aparentemente normal pero discordante en la base con un espesor aparente de 3.15 m. El contacto superior es erosivo y la capa 8 se forma de abundantes fragmentos fosilíferos rotos de bivalvos dentro de una matriz arenosa fina. A esta capa corresponde la sección delgada M4.

Estrato 9

Se encuentra sobre un contacto erosivo. Matriz areno-gravosa en la base con gravas bien redondeadas de tamaño aproximado a 1 cm en posición "para" y fragmentos volcánicos de redondeados a subredondeados, mal clasificados y con superficie de reactivación marcada por fragmentos aplanados y alongados. Hacia la cima se encuentra una matriz de arena fina con escasos fragmentos fosilíferos y escasa roca metamórfica foliada. El espesor del estrato es de 17°S con un espesor de 2.60 m. A este estrato corresponde la sección delgada M5.



Figura 6. Fotografía que muestra los conglomerados pertenecientes al estrato 7.

Estrato 10

Al igual que en el estrato 9, el 10 se encuentra sobre un contacto erosivo con un espesor de 32.5 m. Presenta una matriz areno-carbonatada altamente porosa con paraconglomerado, bien redondeadas de tamaño aproximado a 1 cm y abundantes fragmentos rotos y desarticulados de bivalvos. Finaliza con un contacto superior erosivo marcado por un conglomerado basal en posición horizontal.

Petrografía.

Dentro de las 5 secciones delgadas analizadas (M1, M2, M3, M4 y M*), lo que predomina de M1 a M4 son fragmentos líticos como gravas elongadas y conglomerados, los cuales no muestran mayor retrabajo, ya que van de angulosos a subredondeados, encontrándose algunos redondeados. Dichos fragmentos son de origen volcánico (andesítico), ya que presentan cristales y plagioclasas.

Los principales minerales que se encuentran presentes en las 5 secciones delgadas son cuarzos, feldespatos y plagioclasas cementados en una matriz de arena de textura afanítica, hipocristalina, con términos dimensionales que van de granos medios a gruesos. Olivinos y piroxenos se encuentran en menores cantidades. Algunas plagioclasas se encuentran rotas y agrupadas. Por su abundancia en líticos, podemos denominar a estas láminas areniscas líticas.

M*, tomada hacia el norte del cañón San Nicolás (fuera del área muestreada), esta compuesta de microfósiles como braquiópodos, foraminíferos, bivalvos (valvas desarticuladas y rotas), gasterópodos, algas calcáreas, turritelas, y algas rojas; dentro de una matriz de carbonato de calcio (CaCO_3), por lo que la podemos denominar como una arenisca fosilífera. En todas las muestras se encuentran dichos microfósiles.

Conteo por puntos.

Los datos obtenidos usando el método conteo por puntos (Tabla III), muestran mayor cantidad de plagioclasas para M1, más cuarzos para M2, M3 y M4 y ausencia de minerales en M*. Con base en estos resultados se obtiene el porcentaje de minerales que contiene cada muestra (Tabla IV).

Tabla III. Composición mineralógica de los sedimentos para las muestras en conteo por puntos.

Mineral	M1	M2	M3	M4	M*
Cuarzo (Qz)	10	82	87	103	0
Olivino (Ol)	28	19	6	9	0
Piroxeno (Px)	2	2	15	0	0
Feldespato (Fid)	20	10	0	0	0
Plagioclasa (Pl)	36	32	14	7	0

Tabla IV. Porcentajes de la composición mineralógica de los sedimentos.

Mineral	Porcentajes (%)				
	M1	M2	M3	M4	M*
Cuarzos (Qz)	3.333	27.333	29	34.333	0
Olivinos (Ol)	9.333	6.333	2	3	0
Piroxenos (Px)	0.666	0.666	5	0	0
Feldespatos (FId)	6.666	3.333	0	0	0
Plagioclasas (Pl)	12	10.666	4.666	2.333	0

Imbricaciones de los clastos.

Los clastos que conforman la onda de arena presentan una imbricación predominante hacia el NE y NW (Fig. 7). De un total de 166 valores (apéndice), el pétalo mas largo se orienta hacia el NW y ocupa el 8.6% del total, teniéndose 12 clases, lo que significa 12 veces el mismo valor.

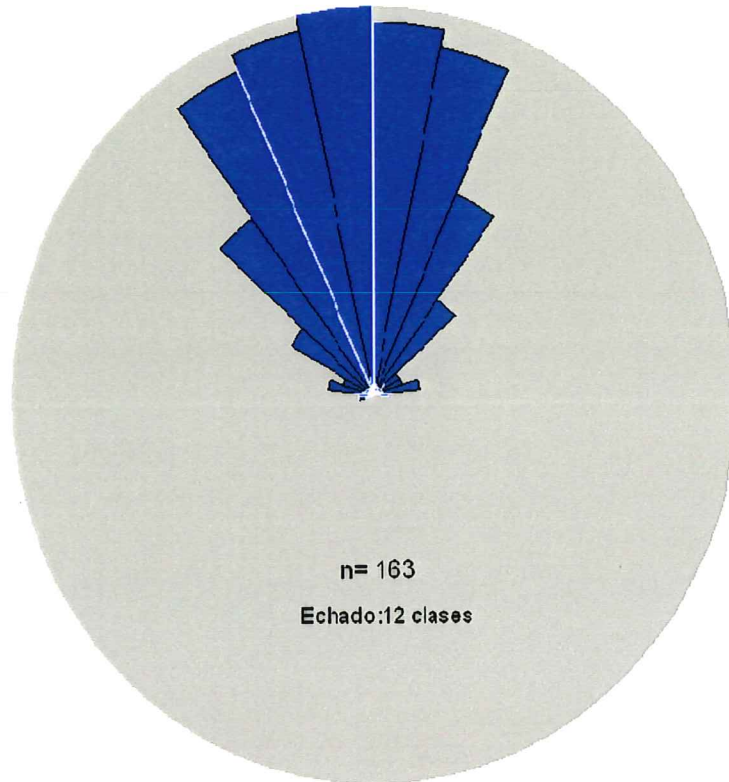


Figura 7. Diagrama en Rosa de la imbricación de los ejes largos de los clastos.

Forma de las partículas.

La Figura 8 muestra la posición de la población de clastos presentes en el depósito sedimentario de arroyo San Nicolás. Cada estrato de la onda de arena contiene clastos con diferentes formas. En este caso, los clastos de los estratos 2, 5 y 7 se agrupan en esferas y los del estrato 9 en discos (Tabla V).

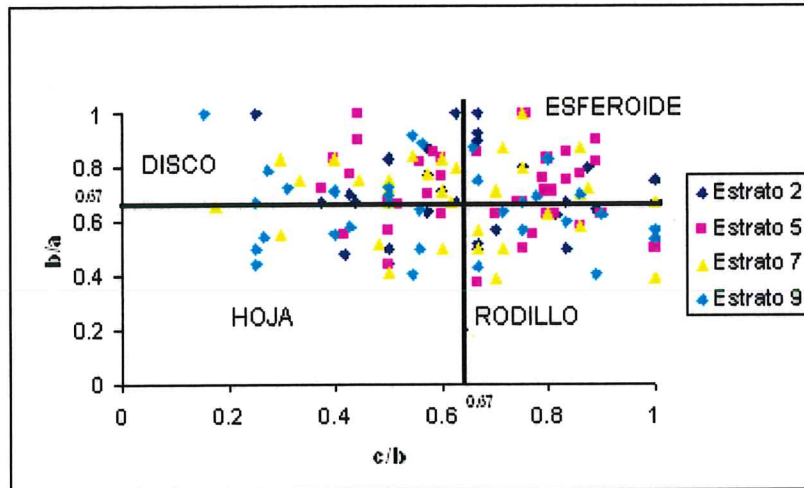


Figura 8. Clasificación de la forma de los clastos de acuerdo al diagrama de Zingg (en Krumbein y Sloss, 1969).

Tabla V. Grupos de los clastos encontrados en los diferentes estratos.

Estrato	Datos(N)	Hoja	Rodillo	Disco	Esfera
2	34	3	4	8	19
5	40	3	5	10	22
7	34	4	7	10	13
9	32	7	6	11	8

No todos los estratos contienen las mismas partículas y por lo tanto no todas las partículas presentan las mismas formas. Las figuras 9, 10, 11 y 12 muestran la posición de la población de los clastos por estrato.

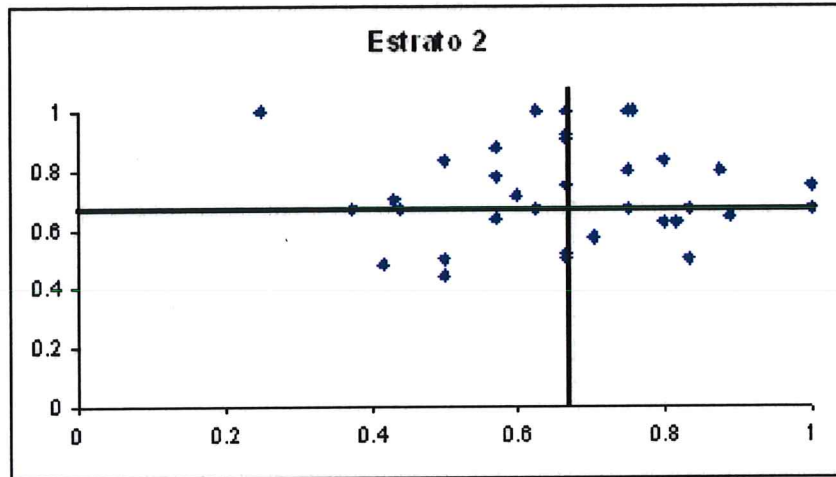


Figura 9. Arreglo de los clastos dentro de la capa 2.

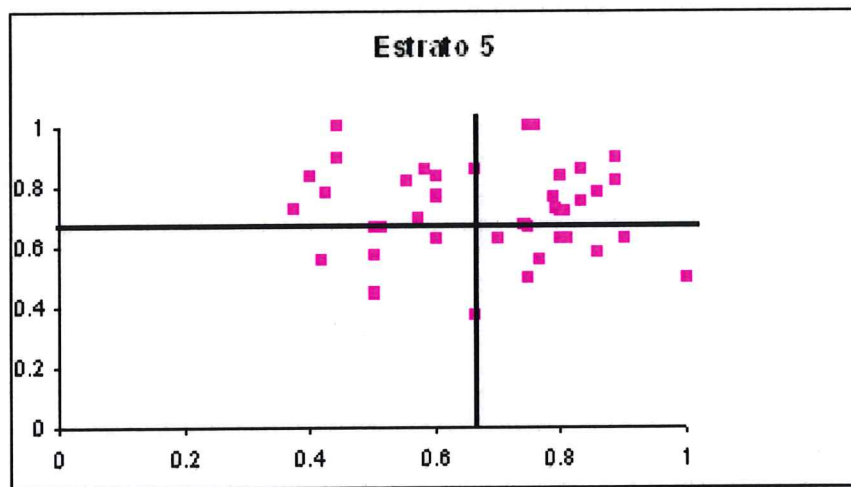


Figura 10. Arreglo de los clastos dentro de la capa 5.

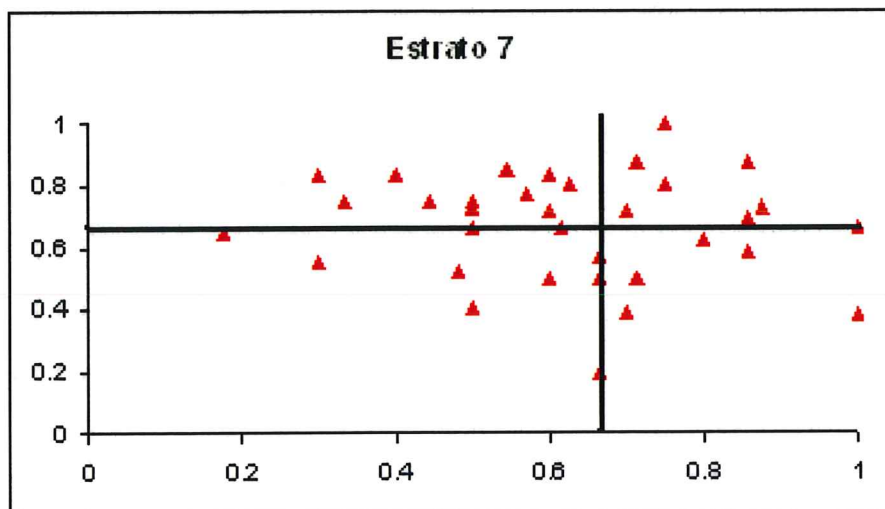


Figura 11. Arreglo de los clastos dentro de la capa 7.

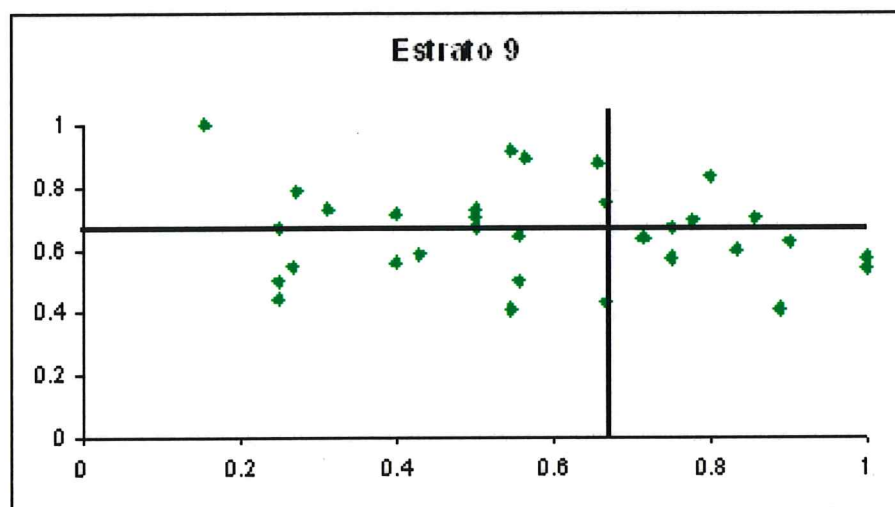


Figura 12. Arreglo de los clastos dentro de la capa 9.

DISCUSIONES

Los resultados de la estratificación y composición de la columna, coinciden con lo descrito por Huang (1981), donde establece que la estratificación gradada contiene partículas cuyo tamaño va pasando gradualmente de gruesas a finas, y de abajo hacia arriba, en bandas o fajas de algunos metros de espesor que se repiten con gran regularidad en una formación. Este tipo de estratificación es evidentemente el resultado de la sedimentación en pulsos relativamente rápidos bajo ambientes geológicos inestables.

Los contactos erosivos encontrados entre los estratos, muestran los diferentes flujos que influenciaron el depósito. Huang (1981), indica que las sucesiones de capas estratificadas pueden haberse originado por: 1) las alteraciones de sedimentación estacional, 2) depósitos torrenciales que produjeron grandes cantidades de nuevos detritos provenientes de la tierra, 3) tempestades que removieron material de fondo no consolidados e interrumpieron la depositación continua y 4) por sucesivos deslizamientos de tierra submarinos. Sin embargo, las corrientes turbulentas son consideradas como el agente probablemente responsable de una gran parte de la estratificación clasificada. Se cree que tales corrientes se han originado por el hundimiento y derrumbe de grandes masas submarinas de sedimentos. Un sedimento puesto en movimiento de este modo puede ser revuelto con el agua para formar un fluido lodoso grueso y denso que acumule una cantidad de

movimiento y fluya velozmente hacia abajo de lado a lado del fondo. Un fluido de esta clase es capaz de arrastrar guijarros y masas de roca comprendidos en el sedimento desprendido (Huang, 1981).

La interpretación de los procesos asociados con el depósito estudiado, invoca un deslizamiento resultado de los eventos enunciados arriba, ilustrados por la figura 13.

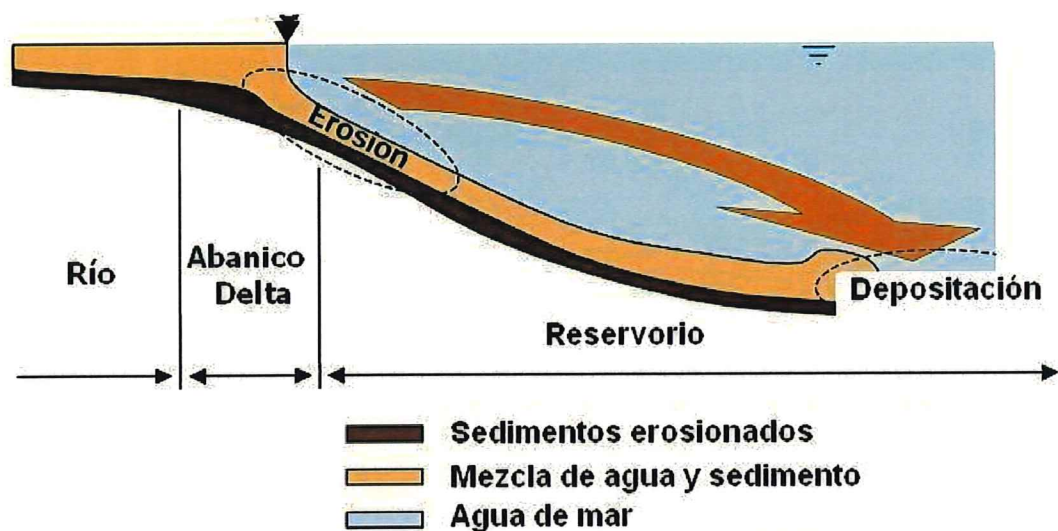


Figura 13. Diagrama de un deslizamiento típico (modificado de Kneller y Buckee, 2000).

El ensamble de fósiles y microfósiles en cada estrato, refleja que los sedimentos acarreados hacia la cuenca podrían provenir de una zona intermareal; sin embargo, no se tienen bases para establecer que esto sea correcto. Dichos organismos en su mayoría se encuentran rotos, desarticulados y fracturados lo que indica que fueron transportados desde su lugar de origen hasta llegar a depositarse dentro de la cuenca.

Las partículas que conforman el depósito, en general, muestran una posición de su población que corresponde a esferas y discos. De acuerdo a Huang (1981), donde quiera que el sedimento se deposite a lo largo del transporte, las partículas más grandes tienden a depositarse primero. Las partículas más pequeñas y menos esféricas tienden a pasar a las demás, y la proporción de partículas más grandes en la carga de sedimentos disminuye progresivamente en el sentido del transporte. Estas características son las que definen la estratificación dentro de los depósitos. Considerando estas afirmaciones, las partículas analizadas corresponderían a estratos de fragmentos gruesos, depositados primeramente.

La forma de las partículas no es interpretada aquí como distintiva del ambiente de depositación original, pero si de haber estado sujetas a la acción del oleaje y de ahí el haber alcanzado una forma que demuestra mayor grado de madurez textural.

Las láminas delgadas contienen sedimentos gruesos (gravas y conglomerados), los cuales tienen un bajo grado de redondez, ya que en su mayoría se muestran angulosos, indicando que el acarreo fue poco. Al igual que los sedimentos, los minerales también muestran angulosidad, por ejemplo, se encontraron plagioclasas angulosas, rotas y acumuladas, que reflejan un rápido movimiento, por lo que se sugiere que fueron acarreadas poca distancia pero con mucha energía. Debido a esto, se infiere que la fuente de donde provienen estos sedimentos se encuentra cerca al área de depósito.

De la muestra de mano M5, no se obtuvo lámina delgada, debido a que estaba conformada de fragmentos volcánicos dentro de una matriz areno-gravosa mal cementada, lo que no permitió someterla al procedimiento. La muestra M*, corresponde a la capa superior de la onda de arena en la cual se encuentran los sedimentos finos, mismos que fueron depositados sobre la capa de sedimentos gruesos como gravas y conglomerados. Esta capa superior corresponde al frente de la onda.

La imbricación u orientación de los clastos (Figura 7), nos provee información del patrón de movimiento que siguió el flujo o corriente que transportó el sedimento hasta llegar a su depositación. En este caso, los clastos se encuentran orientados en su mayoría hacia el NW y NE. Ubicándonos en el área de estudio, las imbricaciones reflejan que el flujo transportó los sedimentos de Sur a Norte. Tomando en cuenta las condiciones actuales y la morfología del lugar, esto sería en dirección tierra-mar.

Para establecer la dinámica del flujo, este trabajo se basa en lo propuesto por Amy *et al* (2005), donde ellos plantean un modelo a escala reducida para crear una corriente de gravedad dentro del laboratorio. El experimento consiste en variar las cantidades de glicerol acuoso (soluto) para obtener concentraciones y velocidades distintas en los flujos. Usaron glicerol acuoso en lugar de mezclas de sedimento con agua por que son soluciones análogas, aunque el glicerol acuoso no reproduce todos los aspectos importantes para el comportamiento de un flujo, su concentración puede ser comparada con valores de la fracción ϕ (phi) en una mezcla de sedimentos y agua. Una concentración

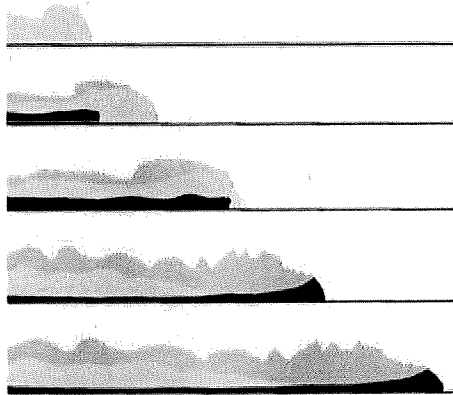
del 10% de glicerol equivale aproximadamente a 0.2ϕ , mientras que 20% y 90% equivalen a 0.3ϕ y 0.6ϕ aproximadamente (Amy *et al.*, 2005).

Ellos midieron la velocidad y concentración del flujo haciendo varios experimentos en donde utilizaron un ecosonda de barrido lateral (ultrasonic Doppler velocity profiles) para medir la velocidad de las partículas y un refractómetro para la concentración, además de un aparato usado para la creación de las corrientes de gravedad que consiste en un tanque para crear corrientes y dos tanques de reserva externos (Amy *et al.*, 2005).

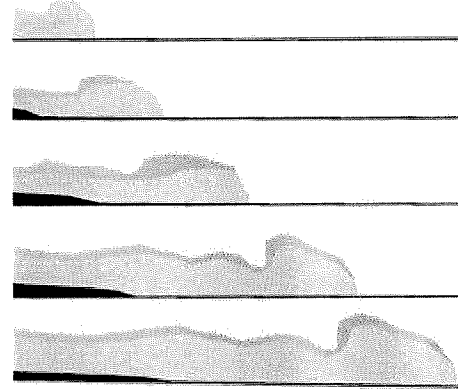
Después de realizar diez experimentos en los cuales las concentraciones de glicerol fueron variadas (de 20% a 90%), los resultados que obtuvieron principalmente fueron de dos tipos de flujos estratificados, el primer flujo con la capa inferior más rápida que la superior y el segundo flujo con la capa superior más rápida que la inferior (Fig. 14). Esta variación en las capas se debe a los cambios en la concentración, los flujos con mayor concentración basal ($>75\%$) corresponden a flujos de capa superior mas rápida que la inferior.

Las mediciones muestran condiciones de flujos casi constantes limitados por periodos de tiempo. Los experimentos 1, 3, 5 y 6 corresponden a altas concentraciones en la capa inferior y velocidades relativamente altas. Los experimentos 13 y 14 son de movimientos más lentos y altas concentraciones en la capa inferior. De acuerdo a las observaciones hechas en el campo, la onda de arena muestra características de un flujo estratificado de capa superior más rápida que la capa inferior y de alta concentración (Fig. 14-D).

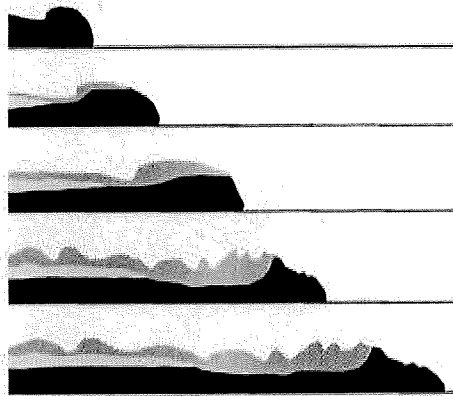
A. Upper layer released first but overtaken by faster lower layer. Experiments 1-6.



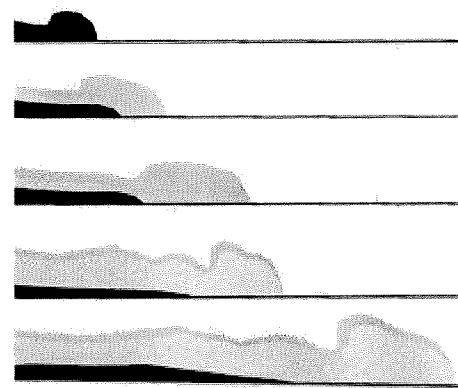
B. Upper layer released first and remaining ahead of slower lower layer. Experiment 7 & 8.



C. Lower layer released first and remaining ahead of slower upper layer. Experiment 10.



D. Lower layer released first but overtaken by faster upper layer. Experiment 9.



Basal fluid
 Top fluid
 Mixed fluid

Figura 14. Diagrama esquemático mostrando la evolución de las dos capas, basado en observaciones experimentales de corrientes de gravedad estratificadas (Amy *et al.*, 2005).

Las corrientes con una concentración de baja a moderada, <75% de glicerol, tienen un movimiento rápido y altas concentraciones en la región basal. En contraste, las corrientes con concentraciones extremadamente altas, >75%

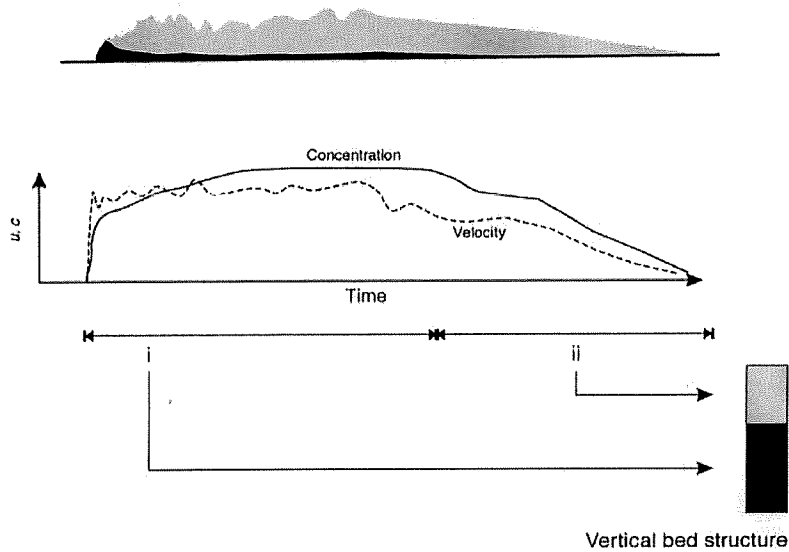
de glicerol, tienen un movimiento lento en la región basal que la retrasa quedando atrás de la parte frontal del flujo (Fig. 15-B) (Amy, *et al.*, 2005).

Los experimentos muestran que el comportamiento de los flujos gravitacionales está fuertemente controlado por su estratificación (Amy *et al.*, 2005).

Corrientes de laboratorio cargadas de partículas sedimentarias, con estructuras de flujo similares a estos dos tipos han sido observadas previamente. Flujos con altas concentraciones y rápido movimiento en las bases fueron observadas por Hampton (1972), Mohrig *et al.* (1998) y Marr *et al.* (2001), mientras que las corrientes con movimientos lentos en las bases han sido observadas por Postma *et al.* (1988).

Amy y colaboradores (2005), proponen dos modelos simples de depositación para corrientes sedimentarias estratificadas. Estos modelos pueden considerarse como depósitos ideales. De los dos modelos el denominado: Depósitos de flujos de rápido movimiento y altas fases de concentración, se caracteriza por corrientes con rápidos movimientos y alta concentración de sedimentos. Pueden tener una fase de depositación inicial de un flujo con altas concentraciones de sedimentos seguida por depositación de flujos con bajas concentraciones. La secuencia depositacional resultante comprende depósitos de flujos de alta concentración cubiertos por depósitos de flujo de baja concentración (Fig. 15-A).

A. Current with a relatively fast-moving high-concentration phase
E.g., experiments 1-6



B. Current with a relatively slow-moving high-concentration
E.g. Experiments 7 and 8

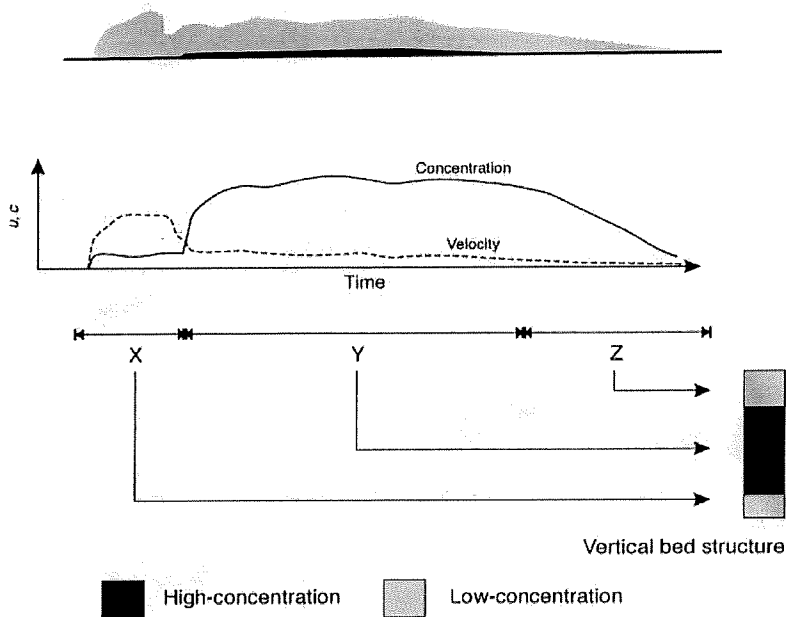


Figura 15. Diagrama de los datos experimentales propuestos por Amy, *et al* (2005) en el cual se muestran los dos diferentes tipos de corrientes observados (Amy *et al.*, 2005).

Los resultados que arroja la columna estratigráfica, marcan a conglomerados, gravas y arenas finas como los más abundantes dentro de todos los estratos. Los conglomerados y gravas van de moderados a mal clasificados, pobremente sorteados y de subredondeados a redondeados.

Amy *et al* (2005), establecen que las capas que contienen granos gruesos (pequeñas gravas y arenas gruesas), pobremente sorteadas, intervalos basales ricos en clastos. La porción basal de estas capas esta interpretada como que ha sido depositada por un flujo con una fase de alta concentración. Los contenidos de lodo varían en los intervalos basales. La parte superior de las capas es de granos finos, mejor sorteados y con gradación normal. Estas partes superiores de las capas están interpretadas como depósitos de baja concentración depositados después de las fases de alta concentración. Los análisis de correlación indican que estos son los depósitos de eventos de un solo flujo y no una secuencia producida por varios flujos de diferentes concentraciones (Amy, 2000; en Amy *et al.*, 2005).

Comparando los resultados observados en nuestra columna estratigráfica con los descritos por Amy *et al.*, (2005) para la estratificación de flujos originados por corrientes de gravedad, se puede establecer que el depósito analizado corresponde a la capa basal de la onda de arena, la cual se originó por flujos hidráulicos de rápido movimiento y fases de alta concentración; ya que ellos definen que los estratos conformados por conglomerados y sedimentos de tamaño grueso, pobremente sorteados, ausencia o escasez de lodos y gradación normal, son característicos de este tipo de flujos.

CONCLUSIONES

La estructura sedimentaria definida como onda de arena, dentro de la Cuenca San Nicolás, es un depósito formado por flujos de rápido movimiento y fases de alta concentración, la cual fue rellenada por el material que proviene de las rocas volcánicas andesíticas que se encuentran adyacentes al área.

La información analizada en este trabajo permite suponer que el flujo gravitacional se desplazó de sur a norte dentro de la cuenca San Nicolás, durante el Plioceno.

LITERATURA CITADA

- Amy, L. A., Peakall, J. y Talling, P. J., 2005. Density- and viscosity- stratified gravity currents: Insight from laboratory experiments and implications for submarine flow deposits. *Sedimentary Geology*. 179: 5-29.
- Huang, W. 1981. Petrología. Primera edición, UTEHA S. A de C. V., México. 546 p.
- Ilstad, T., De Blasio, F. V., Elverhoi, A., Harbitz, C. B., Engvik, L., Longva, O. y Marr, J., 2004. On the frontal dynamics and morphology of submarine debris flow. *Marine Geology*. 213: 481-497.
- Kneller, B. y Buckee C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*. 47: 62-94.
- Ledesma- Vázquez, J., 2000. Cuencas sedimentarias del Plioceno en el Golfo de California; cuenca San Nicolás, Baja California Sur. Tesis doctoral. Universidad Autónoma de Baja California. Instituto de Investigaciones Oceanológicas. 160 pp.
- Ledesma-Vázquez, J., Carreño, A. L., Staines-Urias, F. y Johnson, M. E. 2006. The San Nicolás Formation: A Proto-Gulf Extensional-Related New Lithostratigraphic Unit at Bahía San Nicolás, Baja California Sur, México. *Journal of Coastal Research*. 22-4: 801-811.
- Rendón-Márquez, G., 1995. Técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología del CICESE. Manual de petrografía. CICESE. 32 p.

- Villatoro-Lacouture, M., 2003. Estimación de Paleoleaje en cuenca San Nicolás, Plioceno del Golfo de California. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California. Facultad de Ciencias Marinas. 65 p.
- Wynn, R. B., Piper, D. y Gee, M., 2002. Generation and migration of coarse-grained sediment waves in turbidity current channels and channel-lobe transition zones. *Marine Geology*. 192:59-78.
- Krumbein, W. C., y Sloss, L. L., 1975. Estratigrafía y Sedimentación. Primera edición, Centro Editorial de Ayuda Técnica., México. 778 p.

APÉNDICE

Imbricaciones de los clastos encontrados en cada capa de la columna estratigráfica, los datos están dados en Azimuth.

Capa 2	Capa 5	Capa 7	Capa 9
37	310	20	65
21	357	320	80
25	315	30	350
20	35	340	340
23	280	340	345
20	315	50	16
43	340	17	9
51	340	16	330
12	291	340	325
9	350	315	60
0	350	320	75
20	350	310	90
30	325	345	340
30	320	9	330
5	355	343	75
20	314	330	26
20	264	33	0
0	318	3	350
5	338	10	330
40	355	10	330
10	330	336	357
14	292	5	340
30	335	330	20
36	330	10	5
324	327	324	325
314	345	15	350
350	0	15	339
353	350	30	3
359	45	12	335
320	333	340	328
353	7		340
320	280		349
356	280		350
340	350		335
334	340		335
328	0		340
300	300		355
350	260		345
358	345		0

309
305
20
20
0
28
10
12
38
358
14
43
32
21
31
7

323

320
35