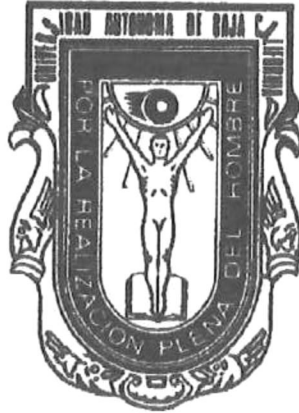


UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLOGICAS



**“CUENCAS SEDIMENTARIAS DEL PLIOCENO EN EL GOLFO
DE CALIFORNIA; CUENCA SAN NICOLÁS, BAJA CALIFORNIA
SUR”**

T E S I S

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS
NECESARIOS PARA OBTENER EL GRADO DE**

DOCTOR EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA COSTERA

PRESENTA:

JORGE LEDESMA VÁZQUEZ

Ensenada, Baja California, Febrero del 2000

**FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES OCEANOLÓGICAS
POSGRADO EN OCEANOGRAFÍA COSTERA**

**CUENCAS SEDIMENTARIAS DEL PLIOCENO EN EL
GOLFO DE CALIFORNIA; CUENCA SAN NICOLÁS,
BAJA CALIFORNIA SUR**

T E S I S

**QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS
PARA OBTENER EL GRADO DE**

DOCTOR EN CIENCIAS

PRESENTA:

JORGE LEDESMA VÁZQUEZ

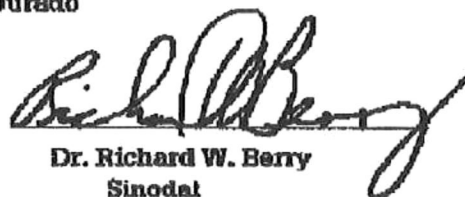
Aprobada por:



Dr. Adolfo Molina Cruz
Presidente del Jurado



Dr. John A. Minch
Sinodal



Dr. Richard W. Berry
Sinodal



Dr. Donn S. Gorsline
Sinodal



Dr. Francisco Correa Sandoval
Sinodal

*El hombre es más
grande cuando se
postra de rodillas
ante
Dios*

AGRADECIMIENTOS

La posibilidad de haber llegado hasta este punto en mi carrera académica se debe ante todo a la presencia de Dios en cada día de mi vida, a mi madre que me enseñó a reconocer su presencia en todo momento, los buenos y los no tan buenos.

También, con mucha emoción he podido reconocer a todos aquellos amigos, numerosos a Dios gracias, quienes me han dado su apoyo incondicional, en especial cuando han visto la meta que me había fijado y han dado lo mejor de cada uno de ellos. Nombrar a todos es difícil y sin querer dejar fuera a ninguno procedo a tratar de recordarlos; Ana Luisa Carreño, Luis Delgado, Arturo Martín, Gabriel Rendón, Judy y Jim Smith, Robert Garrison, Gordon Gastil, Eric Frost, Richard Sedlock, Jim Ingle, John Fletcher, Francisco Romero, Joan Stewart, Enrique Nava, Zenón Casarrubias, Juan M. Espinoza, Paul Potter.

A todos y cada uno de los miembros de mi comité de tesis, quienes con su dedicación y empeño lograron, durante las largas sesiones de trabajo disfrazadas de exámenes, motivar aun más la búsqueda del conocimiento, búsqueda que ha sido la motivación principal para embarcarme en una empresa tan audaz y que ha sido mantenida a flote con su interés, acertadas sugerencias e interrogantes.

De manera particular agradezco el apoyo decidido de mi director de tesis, Dr. Adolfo Molina Cruz, que como buen oceanógrafo me empujó al agua y me mantuvo siempre sobre la línea de flotación. No solo como un asesor académico, sino con algo más importante, con ese apoyo moral tan necesario en las etapas más sensibles de la ruta.

La crítica, siempre positiva y generosa de los Drs. Richard Berry, Francisco Correa, Donn Gorsline y John Minch, crearon un compromiso hacia ellos, que espero nunca defraudar. Compromiso viejo con alguno de ellos, pero que se ha renovado con su generosa presencia.

La colaboración iniciada con la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos de CFE, me brindo la oportunidad de corroborar el avance de este trabajo, sus implicaciones y aplicaciones.

Agradezco a mi familia, en especial a mi querida Bety, quien siempre ha entendido este anhelo a veces difícil, de perseguir lo intangible como son los sueños. A mi hermana Paty, por compartir con entusiasmo mis aspiraciones dentro del mundo académico.

A mi querido hermano postizo desde que tuvo la mala suerte de conocerme, Dr. Eduardo Rosales Contreras, quien siempre ha sido un ejemplo a seguir en lo profesional y en lo personal.

Mi muy querido colega y amigo Markes E. Johnson, con quien he podido compartir muchos de los mejores momentos durante el desarrollo de nuestro trabajo. Mis alumnos han cooperado para que este esfuerzo cristalizara, aun más de lo que cualquiera pudiese imaginarse, cada una de sus tesis ha servido para que el trabajo de los últimos diez años se enriqueciera y poder centrar la línea de investigación con la que actualmente me desarrollo. Entre ellos destacan; Francisca Staines, Gabriel López, Carlos Santín, Sonia Gutiérrez. A Yan Ruíz por su colaboración en la edición del manuscrito. Al Maestro Ramón Moreno Castillo, quien con su colaboración ha enriquecido las ilustraciones de este y otros trabajos.

A todos mis compañeros del Área de Geología, quienes con su excelente sentido del humor y camaradería hacen mas que amable cada día en la oficina.

Mi mas sincero agradecimiento a Don Francisco Murillo y familia, quienes me recibieron como a un miembro mas y me ofrecieron el hermoso remanso que tienen por hogar.

Agradezco el apoyo del CONACYT al haberme otorgado una Cátedra de Excelencia Patrimonial II, así como los recursos dentro del proyecto 26654-T". Al programa Promep, por medio de la UABC, así como a la Fundación TELMEX por el apoyo económico.

INDICE

AGRADECIMIENTOS	iv
TABLA DE CONTENIDO	v
LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE LAMINAS	ix
RESUMEN	1
ABSTRACT	2
INTRODUCCIÓN	3
ANTECEDENTES:	8
OBJETIVO:	15
METAS:	16
ÁREA DE ESTUDIO:	16
METODOLOGÍA:	18
RESULTADOS:	20
DISCUSION:	47
LITOESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA SAN NICOLÁS:	78
DEPOSITOS POR MAREAS (TIDALITES):	88
MODELO TECTONICO:	91
CONCLUSIONES:	99
REFERENCIAS:	100
TABLAS:	112

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.- Localización del área de estudio. 17

Figura 2.- Mapa base de Cuenca San Nicolás, se incluyen los principales arroyos dentro de la misma. 20

Figura 3.- Cartografía de los principales rasgos tectónicos presentes en Cuenca San Nicolás. 21

Fig. 4.- Cartografía de las principales unidades estratigráficas presentes en el área de estudio. 22

Figura 5.- Fotografía que muestra la presencia del bloque de granodiorita cretácica, aflorando en Punta San Antonio. La cima se observa abrasionada. Faldeando al bloque se observan capas de toba. 25

Figura 6.- Afloramiento de capas de la Andesita de Sierra Santa Lucia. 26

Figura 7.- Afloramiento de capas de la brecha volcánica, a lo largo del arroyo San Nicolás. Las capas aquí expuestas conforman el bloque levantado paralelo a la falla maestra. 28

Figura 8.- Fotografía que muestra un bloque de brecha volcánica buzante hacia el SW, en arroyo El Saucito..... 29

Figura 9.- Tobas San Antonio dentro del denominado Emabamiento San Antonio, se observa el fuerte echado de algunas de las capas. 30

Figura 12.- Sección diagramática de un abanico aluvial, en donde se pueden observar las litofacies proximales y distales en relación al plano de falla [Fig 1; Rust y Koster 1984]..... 33

Figura 13.- Fotografía de una de los afloramientos en donde se puede observar la litofacies 1 del abanico aluvial costero, sobre arroyo El Carricito..... 34

Figura 14.- Fotografía de una de los afloramientos en donde se puede observar la litofacies 2 del abanico aluvial costero, sobre arroyo Jacobo..... 35

Figura 15.- Fotografía de una de los afloramientos en donde se puede observar la litofacies 3 del abanico aluvial costero, sobre arroyo San Nicolás. 37

Figura 16.- Fotografía de una de los afloramientos en donde se puede observar la litofacies 4 del abanico aluvial costero, sobre arroyo San Nicolás. 38

Figura 17.- Fotografía de afloramiento de lodolita calcárea en arroyo Amarillo. 40

Figura 18.- Fotografía de capas de biocalcarenita con fósiles de *Clypeaster bowersii*, y fragmentos de roca volcánica arroyo San Antonio. 42

Figura 19.- Fotografía de capas de biocalcarenita bien clasificada, con abundantes trazas de *Thalassinoides*, en arroyo La Zorra. 43

Figura 20.- Fotografía de capas del conglomerado fosilífero en arroyo La Ballena. 45

Figura 21.- Fotografía de colada de la riolita El Pulpito, en Punta San Antonio, suprayaciendo a la Toba San Antonio. 46

Figura 22.- Sección diagramática en Punta San Antonio, en donde se aprecia las relaciones entre el basamento local y la Toba San Antonio. 49

Figura 23.- Principales rasgos tectónicos de la región Santa Rosalía-Loreto [Modificado de Nava et al. 1998].	53
Figura 24.- Fotografía de una capa de coquina, como capa residual [lag deposit] observable en arroyo La Ballena.	60
Figura 25.- Capa por tormenta en arroyo La Ballena, son observables organismos en posición de vida.	63
Figura 26.- Capas de flujo por oleaje en arroyo El Saucito.	65
Figura 27.- Detalle de la textura de una capa de la brecha volcánica, en el cual se observan los fragmentos subredondeados de material volcánico.	67
Figura 28.- Biocalcirudita con presencia de trazas de <i>Skolithos</i> , en arroyo San Nicolás.	69
Figura 29.- Caracterización de tobas del CVM [rojo] y tobas San Antonio [verde]	74
Figura 30.- Caracterización de tobas del CVM [rojo] y tobas San Antonio [verde]	75
Figura 31.- Caracterización de tobas del CVM [rojo] y tobas San Antonio [verde]	75
Figura 32.- Curva del nivel eustático del mar para el Mioceno-Plioceno, marcando las edades de las unidades del CVM [Cande and Kent 1995; en Johnson and Ledesma-Vázquez 1999].	77
Figura 33.- Sección diagramática para una cuenca extensional en subsidencia, modificada de Burns et al. [1997].	78
Figura 34.- Vista de la única localidad que presenta depósitos de línea de costa rocosa, a 100 m de altura, en arroyo San Nicolás	
Figura 35.- Columna estratigráfica medida en el embahiamiento San Antonio, localidad tipo para Miembro Tobas San Antonio.	80
Figura 36.- Columna estratigráfica medida en arroyo Jacobo, localidad tipo para Miembro Conglomerado Los Volcanes.	82
Figura 37.- Columna estratigráfica medida en arroyo Amarillo, localidad tipo para Miembro Lodolita Arroyo Amarillo.	85
Figura 38.- Columna estratigráfica medida en arroyo La Ballena, localidad tipo para Miembro La Ballena.	86
Figura 39.- Sección tipo compuesta para la Formación San Nicolás, del Plioceno tardío de Baja California Sur, México.	89
Figura 40.- Vista hacia el noroeste en arroyo San Nicolás, en donde se observan capas del Miembro La Ballena, interpretadas como depósitos por marea.	90
Figura 41.- Posiciones aproximadas de la línea de costa para el Protogolfo y Golfo de California. Modificado de Molina-Cruz (1994) y Helenes-Escamilla y Carreño (1999).	92
Figura 42.- Bloque diagramático de Cuenca San Nicolás, en etapa extensional temprana. No se presenta a escala.	95
Figura 43.- Correlación de secciones medidas sobre los arroyos El Carricito (AEC,)La Zorra (ALZ) y San Antonio (ASA)	96

Figura 44.- Falla dentro de las unidades del abanico aluvial costero en arroyo Jacobo.	97
Figura 45.- Vista en planta de la distribución de unidades litológicas dentro de Cuenca San Nicolás.....	98

LAMINAS

SOBRE EN LA CONTRAPORTADA

Lamina 1.- Cartografía de los rasgos tectónicos presentes en Cuenca San Nicolás.

Lamina 2.- Cartografía de las principales unidades presentes dentro de la zona de estudio.

RESUMEN

La Cuenca San Nicolás se formó dentro de la provincia extensional del Proto-golfo durante el Mioceno, entre 12 y 14 Ma. Como resultado directo del episodio extensional principal, se formó como una cuenca asociada a una zona de transferencia de tipo sintética múltiple, relacionada con la zona de acomodamiento de Bahía Concepción. El proceso extensional exhuma al basamento regional de granodiorita cretácica (99 ± 2 Ma), haciéndolo aflorar en Punta San Antonio y generando las fallas Los Volcanes (falla maestra), La Ramadita y San Antonio, las cuales delimitan a la cuenca. La misma extensión genera el arreglo de bloques de material volcánico del Mioceno. La falla Los Volcanes se comporta como falla lístrica, y adyacente a la misma, se propone la presencia de una estructura de "roll-over" en un estadio postrero del proceso extensional. Capas de toba lítica se presentan cubriendo los bloques de roca volcánica y granítica como un faldeo, con echados altos. Se describe una nueva unidad litoestratigráfica, la Formación San Nicolás para el Plioceno de B.C.S., con tres miembros. Las unidades sedimentarias reflejan en general un episodio post-extensional y de gran subsidencia inicial con baja sedimentación, además de un origen somero y asociado con eventos de tormenta para la mayoría de las unidades marinas. La máxima edad determinada dentro de las unidades depositadas al interior de la cuenca es de 3.3 ± 0.5 Ma. Durante el Plioceno tardío la conexión entre las aguas del Proto-golfo y el actual Golfo de California

no se había alcanzado y la cabeza del actual Golfo de California se presentaba muy cercana al área de Cuenca San Nicolás.

El límite oriental de la provincia extensional del Proto-golfo para esta región lo constituye el Escarpe Concepción, actualmente bajo las aguas del Golfo de California y asociado a este estadio tectónico.

ABSTRACT

The San Nicolás Basin was formed within the Proto-gulf extensional province during the Miocene, from 12 to 14 Ma. It was formed during the main extensional period as one of the multiple synthetic basins associated with the transfer zone coupled to the Bahía Concepción accommodation zone. The extensional process resulted in the uplift and exhumation of the regional Cretaceous granodiorite basement (99 ± 2 Ma), and the contemporaneous formation of Los Volcanes, La Ramadita and San Antonio basin limiting faults, and the tilting of volcanic blocks of Miocene age. The Los Volcanes fault is a listric fault associated with a roll-over structure that developed shortly after the main extensional event. The oldest deposited units are lithic tuffs, draped around the volcanic and plutonic blocks like an apron, with high dipping angles. The San Nicolás Formation (new Formation defined in this work) is a lithostratigraphic unit with three members. The lower Los Volcanes Member, the Lodolita Arroyo Amarillo Member, and the upper La Ballena Member. Most of the sedimentary units in the San Nicolás Formation reflect a post-extensional episode that showed great initial subsidence associated with low rates of

sedimentation followed by periods of shallow water deposition dominated by storm activity. The maximum age assigned to the deposited units is 3.3 ± 0.5 Ma.

The presence of large scale sand wave deposits which delineate extreme tidal conditions within the San Nicolás basin, demonstrates that the head of the developing modern Gulf of California was nearby during the late Pliocene. The eastern limit of the Proto-gulf extensional province in the area is the Concepción escarpment, presently under the waters of the Gulf of California.

INTRODUCCIÓN

La evolución tectónica de la península de Baja California y en particular la región oriental de ella, ha variado desde el Neógeno al Reciente de un régimen de subducción que se mantuvo activo desde hace 24 Ma hasta aproximadamente 12 Ma (Hausback 1984), a un periodo de extensión cortical que origino el Proto-golfo de California (10 Ma). Lo anterior ha sido relacionado con el desarrollo de Basin and Range (Karig y Jensky 1972; Stock y Hodges 1989) y como último evento tectónico, esta región se encuentra sujeta a un régimen transtensional directamente responsable por la generación del actual Golfo de California (Zanchi 1994; Mayer y Vincent 1999).

La etapa de subducción es la responsable de la generación de abundantes volúmenes de material volcánico que se observan principalmente en la margen oriental de la península. La edad de extrusión de estos materiales varia a lo largo de la misma. Para la región norte, se presentan rocas volcánicas de arco de 23 a 16 Ma y en la región sur de 24 a 11 Ma (Martín-Barajas y Stock

1993). El vulcanismo del Neógeno en Baja California esta relacionado a la subducción de la placa Farallón-Guadalupe bajo la placa de Norteamérica y al cambio debido la terminación del descenso de la placa, cambiando a un régimen de extensión (rift) y movimiento de rumbo. El primer contacto de la cordillera Farallón/Pacífico con Norteamérica se realizó hace más de 29 Ma (Atwater, 1970) en una región hacia el norte de la actual península. Posteriormente, la actividad volcánica relacionada, disminuyó del norte al sur al terminar la subducción, en el norte, el vulcanismo de arco cesa entre 17 y 14 Ma, mientras que en el sur la etapa de terminación fue aproximadamente a los 12 Ma (Sawlan & Smith, 1984). El vulcanismo cálcico-alcalino se mantuvo en algunas regiones de la depresión del Proto-Golfo durante el emplazamiento del sistema de expansión del mismo. Gastil (1975) así como Sawlan y Smith (1984) han sugerido una asociación genética entre tectonismo extensional y transtensional con vulcanismo explosivo cálcico-alcalino denominándolo como de transición.

En la parte sur, las unidades volcano-sedimentarias asociadas con este régimen tectónico han sido denominadas como Formación Comondú (Heim 1922) y posteriormente considerado como Grupo Comondú por McFall en 1969.

El Proto-Golfo de California se inició durante la extensión del Mioceno medio aproximadamente hace 12 a 14 Ma, sobre una zona angosta y alargada paralela a la margen continental pre-existente, desprendiéndose Baja California como un bloque individual rígido (Winkler y Kidwell 1996).

La invasión marina en la región norte se inició hace 13 Ma, de acuerdo con el trabajo de Smith (1991) basado en bioestratigrafía de moluscos y datos de edad radiométrica de Isla Tiburón (Nehaus 1989). La invasión marina se extendió hacia el noroeste hasta San Gorgonio Pass, sin conectarse con la Cuenca Los Ángeles hace 6.5 Ma. Hacia el noreste se extendió hace menos de 5 Ma en la Cuenca Yuma y el actual Valle Bajo del Río del Colorado, esta última interpretación se basó en el análisis de la macrofauna estuarina presente en la zona (Winkler y Kidwell 1996).

Hacia el sur de la península se presentaba una depresión, la cual se relleno originalmente de sedimentos continentales, evolucionando a sedimentos marinos (McCloy, 1984), todo esto durante el Mioceno tardío tal y como ha sido demostrado por Molina-Cruz (1994), y sin que hubiese conexión con las cuencas generadas al norte (Fig. 6, en Molina-Cruz, 1994).

Basándose en datos geofísicos existentes, Helenes y Carreño (1999) realizan una reconstrucción palinispática, dentro de la cual infieren que la masa de agua oceánica se encontraba impedida de incursionar en el Proto-golfo por la presencia del Batolito Peninsular y, por lo tanto, la incursión de agua marina se debería de limitar por el Sur, de manera muy similar a las condiciones actuales en el Golfo de California. Estos mismo autores no definen con claridad la ubicación de dicha conexión, limitándose a reconocer su posible ubicación al Sur de la Sierra de San Pedro Mártir, pero al norte del bloque Los Cabos en Baja California Sur, como un canal separado de la parte sur del actual Golfo de California. De acuerdo con Helenes y Carreño (1999), los macro y micro fósiles

presentes en depósitos sedimentarios marinos en Isla Tiburón son representativos de aguas cálidas del Pacífico-Caribe, así como de masas de agua más frías, asociadas con la Corriente de California. De esta forma los elementos tropicales y subtropicales de esos depósitos confirmarían la invasión de masas de agua marina desde el Sur.

La tectónica extensional en la región central del golfo se inició entre el Mioceno medio y temprano, en forma sencilla NE-SO. La extensión produjo subsidencia, la cual generó los depocentros para invasión de aguas marinas, desde hace 7.1 ± 0.05 Ma, para la cuenca de Santa Rosalía (Holt et al. 1997), en la región central del Proto-golfo. Durante el Mioceno tardío, la subsidencia se extendió en la región, siendo más pronunciada en la parte norte que en zona central y sur (Winker and Kidwell, 1996; Johnson y Ledesma en revisión), al mismo tiempo que se daba sedimentación marina en la región central al final del Mioceno y durante el Plioceno (Carreño 1982, 1983; Smith 1991; Dorsey et al. 1997; Johnson et al. 1997; Ledesma et al. 1997; Holt et al. 1997; Helenes y Carreño en prensa; Ledesma y Johnson en revisión).

Como un resultado directo del episodio extensional en la región central del Proto-golfo, se encuentran aflorando cuerpos de granodiorita de edad Cretácica (McFall 1969; Ledesma y Johnson, en revisión)

Entre el Mioceno medio y el Plioceno, Baja California fue transferida de la Placa de Norteamérica a la del Pacífico, cambiando el estilo de cuenca extensional a la margen transtensional actual que acomoda los 5-6 cm/año de

desplazamiento a rumbo lateral derecho, sin embargo el desplazamiento lateral dentro de la placa del sistema San Andrés no se inicia hasta hace ~ 3.5 Ma, siendo el responsable de la migración de la península de 260 Km al norte (Zanchi 1994).

La evolución durante el Neógeno a lo largo de la margen oriental de la península de Baja California no ha producido un modelo único que pueda caracterizar este desarrollo. Los estadios tectónicos descritos por autores como Stock y Hodges (1990) y Martín-Barajas et al. (1995) para la parte norte del golfo, así como del modelo presentado para el Embahiamiento Loreto (Zanchi 1994, Dorsey et al. 1997; Ledesma y Johnson, en revisión) difieren en sus características aun tratándose de cuencas adyacentes, para explicar la evolución de la margen como una unidad homogénea. Esta aparente discontinuidad en los estilos está en concordancia con el trabajo desarrollado por Axen en 1995 y el de Ledesma y Johnson (1993). Axen (1995) identifica múltiples zonas de acomodamiento que dividen la margen occidental del Golfo de California. Mientras que Ledesma y Johnson (1993) describen la presencia de diferentes bloques a lo largo de la margen occidental del golfo desde Loreto a Mulegé y su diferente registro de evolución tectono-sedimentaria.

El presente trabajo se desarrolla dentro de la región de Bahía Concepción, la cual ocupa una tercera parte del Dominio Central de Baja California (BCCD) (Umhoefer and Dorsey 1997), delimitado de Bahía de Los Ángeles a Loreto en el Golfo de California. El presente trabajo identifica los diferentes estadios tectónicos registrados en una cuenca sedimentaria marina

del Plioceno, asociada con la evolución del Proto-golfo y Golfo de California y su relación dentro del contexto de la margen oriental de la península de Baja California.

ANTECEDENTES:

La principal cuenca sedimentaria en el área es la de Bahía Concepción, la cual ha sido estudiada en general y en detalle por diferentes autores. Ashby y Minch (1987) describen la estratigrafía y paleoecología del Plioceno y Pleistoceno de las unidades marinas asociadas con el estuario de Mulegé en la parte norte de la bahía. Ortlieb (1978) describe terrazas marinas del Pleistoceno (*sic*) en Punta Chivato, Mulegé y San Nicolás. Johnson et al. (1997) y Ledesma-Vázquez et al. (1997) describieron algunas de las unidades del Plioceno presentes en Bahía Concepción. Johnson y Ledesma-Vázquez (en revisión) describen la evolución sedimentaria registrada en los depósitos presentes en la región, los elementos sedimentarios más destacados por su estudio son la presencia de rampas carbonatadas, con echados que varían de 5° a 9° y depósitos de línea de costa rocosa, los cuales constituyen excelentes indicadores de la posición relativa del nivel del mar en la costa. Ledesma-Vázquez *et al.* (1999) interpretan el estadio tectónico representado por las diferentes unidades registradas en la zona, concluyendo que la región únicamente exhibe registros asociados con etapas pre-extensionales y post-extensionales. El trabajo realizado por McFall en 1969, enfatizó el estudio de las unidades volcánicas e incluyó unidades sedimentarias, algunas de las cuales fueron consideradas erróneamente por su bajo echado, como terrazas

marinas del Pleistoceno. Por lo cual el área de San Nicolás se consideraba como una región con una muy amplia y alta terraza emergida.

Las unidades sedimentarias más antiguas presentes dentro de la región de Bahía Concepción, se ubican en la parte norte de la Península Concepción, y han sido asignadas a la Formación Tirabuzón del Mioceno tardío al Plioceno temprano, por la presencia de microfósiles marinos (Carreño 1999; comunicación personal). La edad de las unidades sedimentarias presentes en la parte sur de Bahía Concepción se asigna por medio de la presencia de *Clypeaster marquerensi*, en calizas del Miembro Bahía Concepción de la Formación Infierno del Plioceno tardío y al norte de la misma bahía por la presencia de *Clypeaster bowersi* y *Solenastrea fairbanksi* en rampas carbonatadas en la Formación San Marcos del Plioceno temprano (Johnson et al. 1997 y Ledesma-Vázquez et al. 1997). Casarrubias-Unzueta y Gómez-López en 1994 realizan un trabajo de geología y evaluación geotérmica de la zona Bahía Concepción, incluyendo la región de San Nicolás, apoyándose principalmente en fotointerpretación, definiendo algunas de las principales unidades litoestratigráficas presentes en la zona. Dentro del trabajo de evaluación geotérmica, se realiza un reconocimiento gravimétrico por parte de Espinoza-Cardeña y colaboradores (1997) en las cuencas San Nicolás y Saquicisunde, en donde proponen que las cuencas responden a un fallamiento normal con la generación de un graben principal.

El origen de las cuencas sedimentarias es un elemento clave en el entendimiento de la evolución geológica de la litosfera. Por ello el estudio detallado de las mismas permitió que se diera un progreso sustancial en la comprensión de los aspectos mecánicos de la formación de las cuencas sedimentarias y la respuesta isostática de la litosfera a la formación de éstas (Ingersoll and Busby 1995). Este progreso se ve reflejado en la abundante generación de modelos actualísticos para el estudio de cuencas sedimentarias, que incluyen dentro de sus parámetros, procesos tectónicos, sistemas depositacionales, mecanismos de subsidencia y cronoestratigrafía (Ingersoll and Busby 1995).

Evidentemente el desarrollo de nueva tecnología aplicable a los estudios geofísicos es una de las causas de este avance, pero de igual importancia, para el análisis de cuencas, es la revolución del entendimiento de los sistemas de depositación modernos, que ha tenido como consecuencia la sofisticación de los modelos depositacionales actualísticos, así como el desarrollo de modelos petrológicos relacionados con la composición del sedimentos (Ingersoll and Busby 1995).

El avance y mejora en las herramientas para la adquisición y procesamiento de datos sísmicos y en la tecnología de perforación, ha permitido generar una mejor base de datos, con la cual pueden ser cotejados y corregidos los nuevos modelos. A su vez, el modelado de estos datos es una importante herramienta para integrar diferentes aspectos del proceso de

formación de una cuenca y la expresión tectónica del mismo en el tipo de relleno (Xiao and Suppe, 1992).

Lo anterior ha permitido, que a partir del análisis del relleno sedimentario de una cuenca, sea posible determinar los procesos que le dieron origen. Ya que, distintos procesos generarán diferentes patrones de relleno (Xiao and Suppe, 1992).

Por otra parte, las cuencas sedimentarias extensionales proveen el más importante registro de la historia del adelgazamiento de la corteza terrestre y pueden contener estructuras activas durante la sedimentación y estratos que provean las delimitaciones cronológicas necesarias para fechar las estructuras. Así, la geometría de las cuencas, por si misma, provee información de los mecanismos y la magnitud de la extensión (Ingersoll and Busby 1995).

Los modelos de desarrollo de cuencas extensionales, resultan en un conjunto de características diagnósticas de la geometría de los estratos y sucesiones estratigráficas. Características que sirven como apoyo para determinar la geometría de la cuenca, su evolución y desarrollo así como el modo y magnitud de la extensión (Ingersoll and Busby 1995; Bosence 1997).

Algunos de estos modelos contemplan, aunque no profundamente, importantes datos acerca del estilo, escala y ciclicidad sísmica como controles de falla en cuencas (Dorsey *et al*, 1997). Sin embargo, es importante recalcar que otros procesos, como cambios eustáticos en el nivel del mar, variaciones en el aporte sedimentario por cambios climáticos y la autocíclica activación de

los depocentros, tienen la posibilidad de producir acumulaciones sedimentarias similares a las formadas por actividad tectónica (Dorsey *et al.* 1997; Burns *et al.* 1997).

Para determinar la importancia relativa de cada uno de estos procesos es necesario evaluar las características de la cuenca y determinar en forma general, los contextos tectónicos y estructurales del área.

Por ello, para la exitosa delimitación e interpretación de los sistemas depositacionales y de facies a escala cuenca, depende del correcto reconocimiento y correlación de paquetes estratigráficos. Así, es fundamental establecer las unidades estratigráficas para generar la cartografía de la cuenca y realizar su análisis (Galloway, 1989a).

Para llevarlo a cabo de forma eficiente Galloway (1989a) incorpora tres elementos clave:

- 1) Los sistemas depositacionales son conjuntos tridimensionales de facies relacionadas que registran los elementos paleogeomorfológicos mayores de la cuenca. En la estructura sedimentaria de la cuenca, éstas gradúan lateralmente dentro de los sistemas adyacentes, formando asociaciones lógicas de elementos paleogeográficos. Los sistemas comúnmente muestran una tendencia evolutiva a través de sucesiones estratigráficas que registran periodos de tiempo geológicamente significativos, pero que son separados en sistemas subyacentes y suprayacentes por superficies erosivas (discordancias).

Por ello, los paquetes estratigráficos típicamente consisten de sedimentos de diversos sistemas depositacionales secuenciales.

2) Las superficies erosivas delimitantes separan paquetes estratigráficos y generalmente incluyen interrupciones mayores en la historia depositacional de la cuenca pues registran periodos significativos de no depositación o realmente baja depositación. Estas superficies tienen diferentes orígenes y pueden ser partes de una zona de migración de facies. Así, las superficies erosivas pueden pertenecer a un solo sistema depositacional o pueden separar diferentes unidades estratigráficas y diferentes edades. Estas superficies deben ser discordancias que claramente trunquen estratos subyacentes.

3) La arquitectura de las capas describe la relación geométrica entre las superficies de depositación y los sistemas depositacionales. Es decir, la utilización de un componente estratigráfico como indicador de un contexto tectónico, necesariamente implica la necesidad de aislar y reconocer dicho componente. Por ello, dadas un número de posibles superficies limitantes, es necesario elegir aquellas que mejor separen los cambios en la organización de los sistemas depositacionales (Galloway, 1989b).

Es importante el reconocer que el relleno de una cuenca comúnmente representa un registro episódico (Ledema 1993).

Además, existen unidades estratigráficas reconocidas como las componentes principales del relleno de una cuenca, pues definen claramente los procesos que les dieron origen. Por ejemplo, los ciclos sedimentarios

presentes en una cuenca marina son definidos, comúnmente, por unidades límite conformadas por rocas marinas y se caracterizan por episodios repetitivos de progradación señalados por periodos de transgresión e inundación (Johnson y Ledesma, en revisión) o bien por eventos extraordinarios como las tormentas (Ledesma 1993). Galloway (1989a) tras trabajar con un modelo conceptual presentado por Frazier (1974), define varios principios que constituyen la base para el estudio de la génesis de unidades estratigráficas:

1) Los sedimentos terrígenos presentes en el relleno de una cuenca generalmente son alóctonos y son transportados al margen de la cuenca principalmente por sistemas fluviales locales o erosionados de las paredes de la cuenca (en el caso de zonas tectónicamente activas). Así, una reorganización mayor de la morfología asociada a la cuenca involucra cambios en los principales ejes fluviales.

2) Las cuencas son rellenadas por una secuencia de intervalos que pueden reflejar depositación y no depositación. Además, en cualquier tiempo específico, la depositación activa se puede concentrar en una pequeña porción del área de la cuenca y cantidades menores de sedimento terrígeno se acumulan en otras partes, pudiendo la erosión o no depositación ser predominante.

3) Los intervalos de tiempo representados por superficies erosivas varían. Sin embargo dichas superficies, separan sedimentos de diferentes eventos depositacionales.

4) Cada pulso o evento depositacional es separado de otro pulso por superficies erosivas que inician y terminan en la línea de máxima inundación (lacustre o marina) y cada secuencia estratigráfica correspondiente es llamada parasecuencia.

5) Las facies progradantes, agradantes y transgresivas están arregladas de forma muy predecible en una secuencia de facies.

6) Existe una jerarquización de los ciclos progradantes-transgresivos en la mayoría de las cuencas. Es decir, se reconoce, que los episodios depositacionales y en particular cuando son eventos extraordinarios asociados con tormentas, son las principales subdivisiones estratigráficas en tiempo y origen de rocas en la historia de la cuenca y su relleno.

El análisis de los sistemas depositacionales y de su geometría presentes en una cuenca permite establecer muchos de los procesos que dieron origen a la cuenca y la forma en que dichos procesos afectaron la depositación dentro de ella o fueron afectados por su evolución (Ingersoll and Busby 1995; Bosence 1997).

OBJETIVO:

El presente trabajo pretende describir e interpretar la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca San Nicolás así como su relación con la evolución geológica del Proto-Golfo y del Golfo de California así como sus relaciones con las cuencas marinas asociadas con ambos eventos.

METAS:

1. Elaborar la cartografía geológica y estructural de la zona mediante el análisis de fotografía aérea en escala 1:25,000, blanco y negro de INEGI.
2. Realizar verificación de campo de las unidades delineadas mediante la fotografía aérea.
3. Describir las columnas litológicas de las unidades presentes dentro de la cuenca.
4. Definir la sección tipo ó secciones tipo en la cuenca.
5. Colectar y analizar por métodos petrológicos, petrográficos y geoquímicos, muestras de los diferentes tipos de litología dentro de las unidades regionales para caracterizar a la cuenca.
6. Colectar e identificar los fósiles presentes dentro de las unidades sedimentarias.
7. Proponer un modelo de cuenca y un modelo de evolución al integrar la información generada en los puntos anteriores.
8. Identificar las relaciones locales existentes con los modelos existentes para la evolución geológica del Proto-golfo y del Golfo de California.

ÁREA DE ESTUDIO:

Bahía San Nicolás se encuentra localizada dentro del Dominio Central de Baja California (BCCD) (Umhoefer and Dorsey 1997), entre los 111° 26' y 111° 36' de longitud Oeste y los 26° 30' y 26° 37' de latitud Norte; 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 (Fig.1). 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.

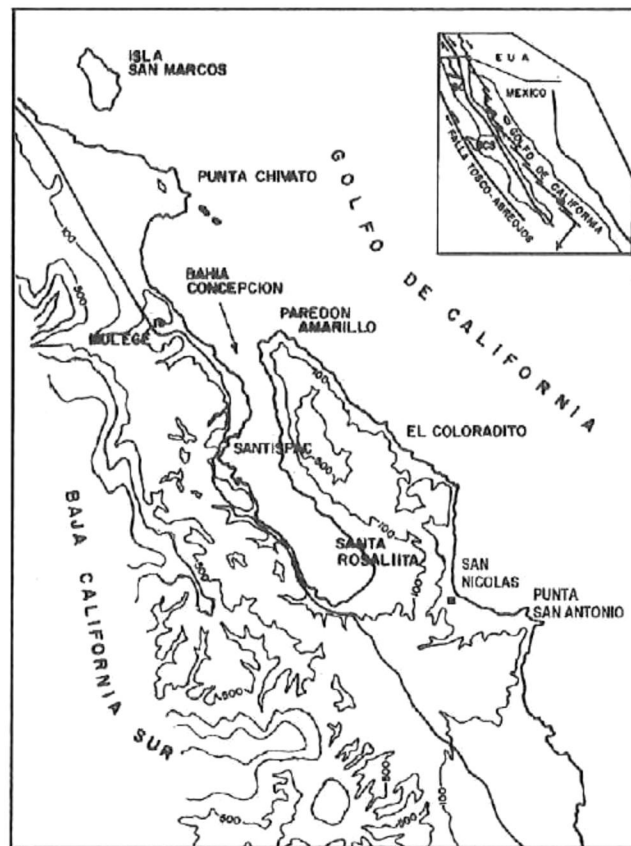


Figura 1.- Localización del área de estudio.

METODOLOGÍA:

Para la elaboración de la cartografía, se adquirieron las cartas topográficas elaboradas por INEGI G12A67, G12A68 y G12A78, a escala 1:50 000. Se seleccionaron las curvas topográficas a intervalos de 20 metros de altura para elaborar la primer carta con el objeto de generar el mapa base, en el que se de destacó la topografía inherente a la cuenca y los nombres de los principales arroyos, sobre los cuales se planearon los muestreos.

Así también, se adquirieron pares de fotografías blanco y negro, en escala 1:25,000 de INEGI, las cuales fueron analizadas con ayuda de un estereoscopio de espejos, generando los rasgos principales existentes en la zona, tales como fallas limites de la cuenca, así como presentes y distribución geográfica de las unidades identificadas dentro de la cuenca.

Una vez elaborada la cartografía base, se procedió a realizar la verificación de campo de las unidades pre-establecidas y al mismo tiempo, se medió y describieron las columnas estratigráficas presentes dentro de esas unidades. La selección de las columnas se basó en facilidad de acceso, representatividad de la sección y se busco aquellas secciones que fuesen más gruesas, considerando que esta última característica proporcionaba mayor información.

Se colectaron muestras exclusivamente de las secciones medidas, la selección de muestras se baso en representatividad de la sección, y diversidad de las unidades presentes. No se realizó un muestreo detallado de cada

columna, una vez que se determinó la alta repetición en la presencia de unidades muy similares. Se realizaron descripciones petrológicas de las muestras y análisis petrográficos en muestras seleccionadas para este fin.

Para realizar estos análisis se utilizó el manual de Rendón-Márquez (1995) en la sección de preparación de secciones delgadas. Dentro de las unidades en las que fue hecho el muestreo, destacan las representativas de tobas, las cuales fueron analizadas por medio de difracción de rayos X (XRD), por medio del microprocesador Diano de San Diego State University, a cargo del Dr. Richard W. Berry, analizando la fracción fina menor a 3.75ϕ (menor a la malla 200). En la preparación de las muestras para su análisis por difracción se siguió la metodología descrita por Rendón-Márquez (1995), antes de enviar las muestras para su análisis. A su vez, se seleccionaron 4 muestras dentro del grupo de las tobas, para ser analizadas y determinar su contenido de tierras raras (REE), el trabajo analítico y de preparación de muestras se desarrolló en el laboratorio de geoquímica de Washington State University.

Se colectó una muestra única de roca ígnea intrusiva de aproximadamente 35 kilogramos, en Punta San Antonio, la cual, una vez seleccionada, fue despojada de su cubierta más externa para evitar problemas por intemperismo. Una vez que se determinó que la muestra se podía considerar libre de alteraciones por intemperismo, se colectaron fragmentos menores para descripción petrográfica de acuerdo con el manual de Rendón-Márquez (1995) y el resto de la muestra fue disgregada para concentrar los

cristales de circón presentes. Estos cristales fueron enviados al laboratorio de geocronología de San Diego State University a cargo del Dr. Dave Kimbrough, quien con un espectrómetro de masas multicolector modelo VG Sector 54 procesó la muestra.

RESULTADOS:

Mediante el análisis de la cartografía y los pares de fotografías aéreas, se lograron elaborar a) el mapa base (Fig. 2; Lamina 1); b) la carta tectónica (Fig. 3; LAMINA 2); y c) la carta geológica (Fig. 4; Lamina 2). El mapa base, permite

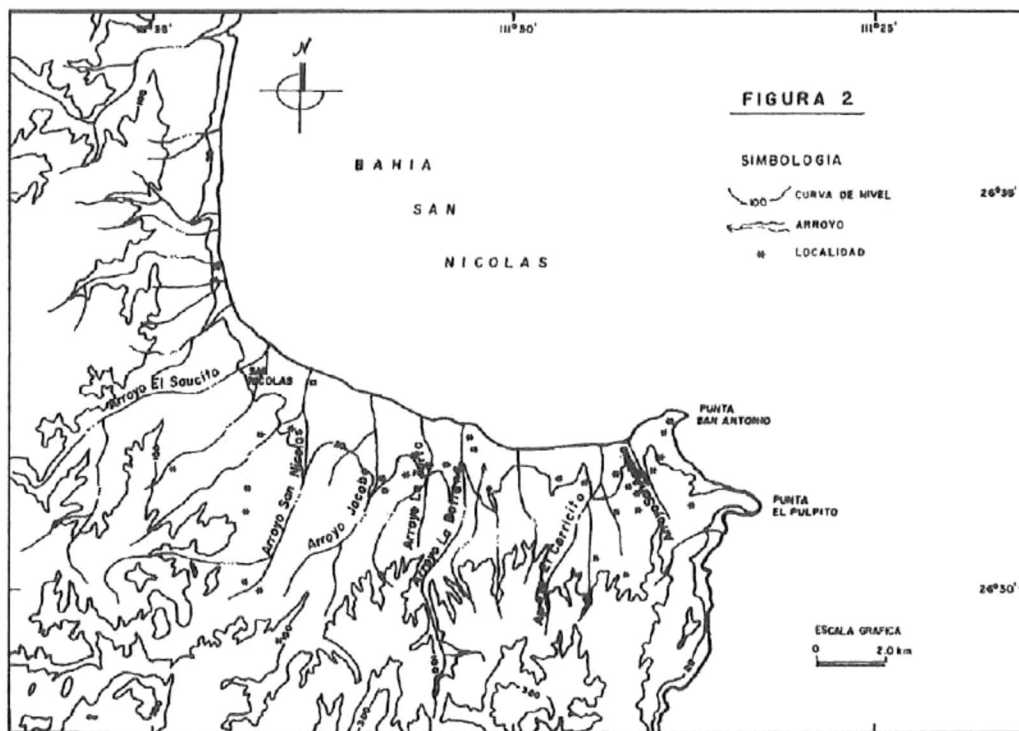


Figura 2.- Mapa base de Cuenca San Nicolás, se incluyen los principales arroyos dentro de la misma.

Identificar una depresión que se abre al nor-noreste hacia las aguas del Golfo de California (Fig. 3). La cartografía tectónica, muestra la presencia de fallas

maestras que delimitan a la cuenca; la primera de ellas con rumbo N 70° E, y echado casi vertical hacia el SE, hacia el interior de la cuenca, denominada Falla La Ramadita, que limita a la cuenca con las unidades de la Andesita de Sierra Santa Lucía hacia el este de la zona; la segunda, la zona de falla Los Volcanes, se presenta como una serie de segmentos de falla semi-continuos con rumbo N 65° W, casi vertical que limitan la cuenca hacia el sur-suroeste, los planos de falla presentan relleno de carbonato (sinter) de hasta 2 metros de espesor; y hacia el este de la cuenca, la limita la zona de Falla San Antonio, constituida por un grupo de fallas, las cual presentan un rumbo N 30° E y

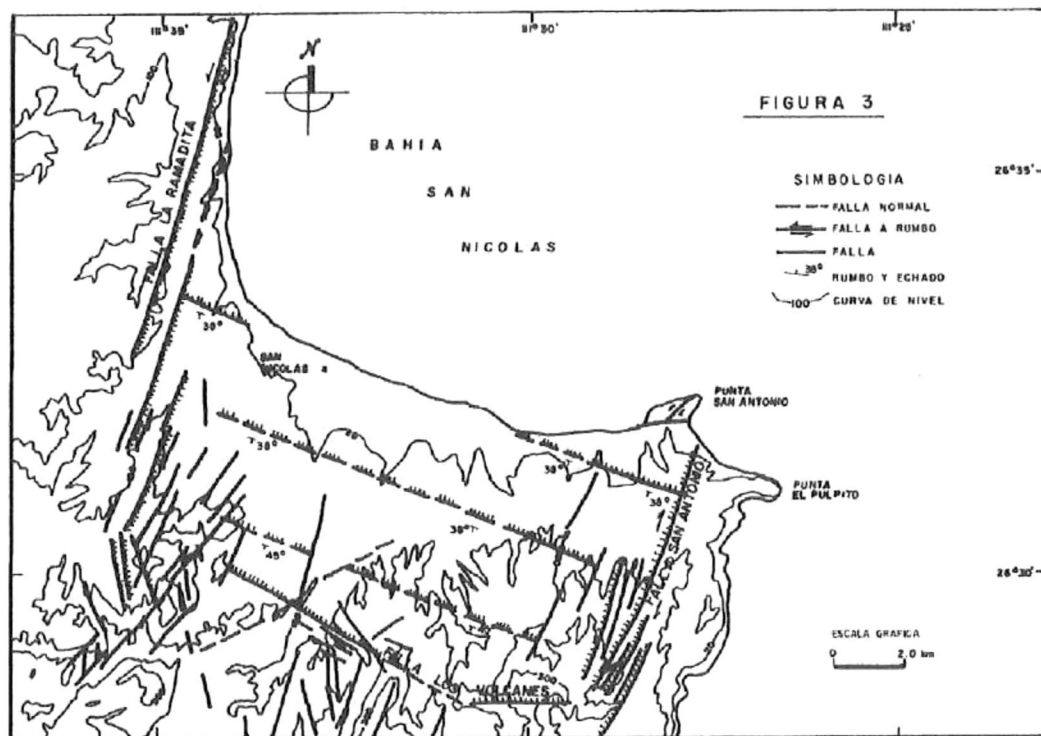


Figura 3.- Cartografía de los principales rasgos tectónicos presentes en Cuenca San Nicolás.

echado casi vertical. Aún cuando falla La Ramadita y falla San Antonio se presentan como fallas que pudiesen ser interpretadas como de rumbo, el análisis preliminar no permite identificarlas de esta manera y solo una falla presente en Punta San Antonio exhibe esta característica, de falla a rumbo diestra.

La carta geológica y la verificación de campo permite elaborar un total de 35 secciones estratigráficas, localizadas principalmente en las márgenes de los cauces de los arroyos (Fig. 2). La descripción de cada columna se presenta en el apéndice A, incluyendo espesores de cada unidad. La carta geológica,

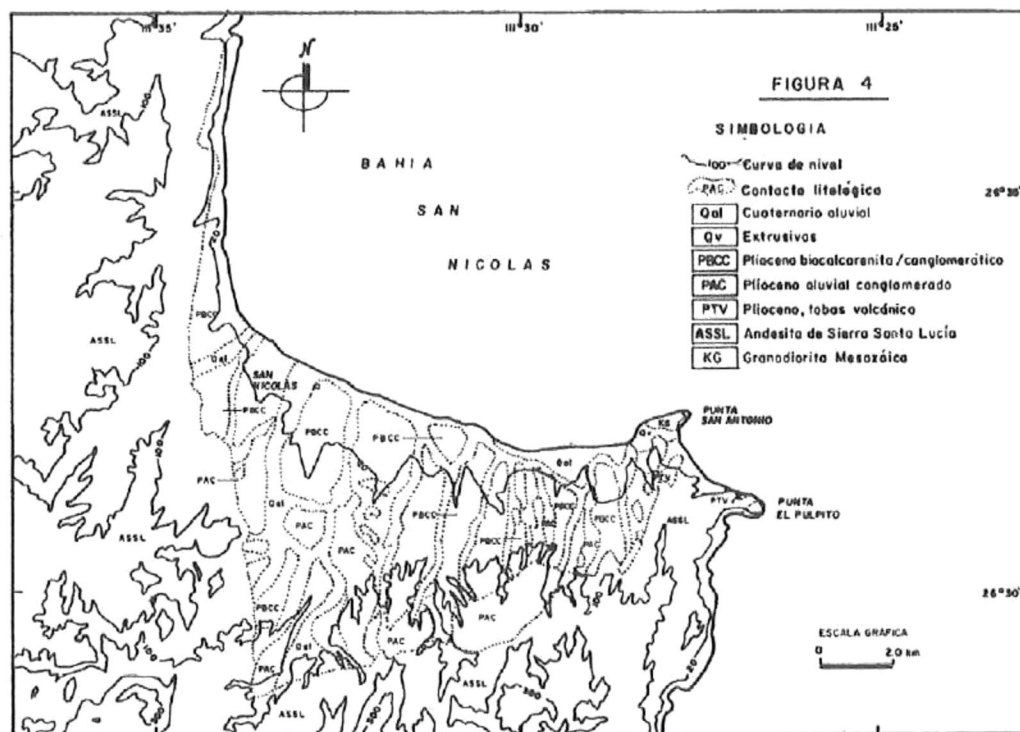


Fig. 4.- Cartografía de las principales unidades estratigráficas presentes en el área de estudio.

permite identificar un grupo de unidades diferenciadas en la región y verificadas con el trabajo de campo, las cuales se presentan en orden ascendente de la siguiente manera.

A) Roca ígnea intrusiva granítica, observada exclusivamente en Punta San Antonio (K_G).

B) Andesita Sierra de Santa Lucia (A_{SSL}), la cual se presenta rodeando a toda la cuenca y como basamento local de la misma.

C) Tobas San Antonio (P_{TV}), estas unidades solo se localizan en la parte Este de la cuenca y fuera de ella en la misma zona, hacia Punta El Pulpito.

D) Abanico aluvial costero (P_{AC}), asociado principalmente al trazo de la falla Los Volcanes y en menor grado a la falla San Antonio.

E) Lodolita Arroyo Amarillo. La primer unidad sedimentaria marina, asociada con la base de las cuencas.

F) Biocalcarenitas, Biocalciruditas y Conglomerados marinos fosilíferos (P_{BC}), estas unidades constituyen el grueso del relleno sedimentario de la cuenca en su porción central y distal con respecto a las fallas.

G) Riolita El Pulpito (Q_{VEP}), nuevo nombre, 500 Ka (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994), de color gris oscuro, fluidal.

H) Aluvion (Q_{AL}), se presenta en los cauces de los arroyos y en la planicie de inundación de los mismos.

Granodiorita: la muestra colectada, una vez triturada y separado los cristales con un separador magnético Frantz LB-1, fue procesada en el laboratorio de isótopos de SDSU, utilizando el espectrómetro de masas multicolector modelo

VG Sector 54, del Dr. Dave Kimbrough quien determinó al analizar por medio de la razón U/Pb presente en cristales de circón, la edad de 99 ± 2 Ma (Tabla I) para esta unidad colectada en Punta San Antonio. Esta edad está en concordancia con lo reportado por Hausback (1984) y McLean (1988) para las unidades mesozoicas intrusivas que constituyen el basamento regional. La muestra corresponde a una granodiorita de biotita, mesocrática, holocristalina, panidiomórfica. El afloramiento se presenta por medio de contactos por falla, ambos orientados con rumbo N 25 ° E y 54° NW. Hacia el sur, el plano de falla se inclina hacia el SE 40°. Estando estos planos de falla cubiertos por tobas orientadas casi con el mismo rumbo y echado de 30°. El bloque de granodiorita esta disectado por una falla lateral derecha con rumbo N 10° E, que afecta también a los dos grupos de tobas. La actitud de las fallas generó un bloque que debería de presentar la cima en forma angular, sin embargo, este apéndice fue erosionado durante el estadio isotópico 5e hace 125 Ka, generando una terraza de abrasión (Fig. 5).



Figura 5.- Fotografía que muestra la presencia del bloque de granodiorita cretácica, aflorando en Punta San Antonio. La cima se observa abrasionada. Faldeando al bloque se observan capas de toba.

Andesita Sierra de Santa Lucía: Los bloques de unidades Comondú, están constituidos por la unidad denominada Brecha Volcánica, denominada así por Sawlan y Smith (1984) perteneciente a la Andesita de Sierra Santa Lucía de los mismos autores. Quienes basándose en fechado radiométrico de K-Ar propio y de otros autores como Gastil et al (1979) proponen que fueron emplazados en un período de 24 a 11 Ma. Esta brecha volcánica es el tipo de roca más extendido y abundante en Sierra Santa Lucía. Se asocia con flujos de lava, tephra lítica y rocas volcano-sedimentarias, aunque estas unidades se encuentran muy poco representadas en comparación con las brechas (Fig. 6).



Figura 6.- Afloramiento de capas de la Andesita de Sierra Santa Lucia.

La brecha se presenta generalmente soportada por una matriz, mal clasificada, en capas de medias a gruesas de 25 a 150 cm. Los clastos son angulosos, variando de tamaño desde 2 mm a 1 m, la matriz esta formada por fragmentos de roca, como una continuación de la composición de la toba y por fragmentos de los fenocristales presentes en las rocas o fragmentos mayores. Así también la matriz se puede presentar alterada como minerales arcillosos, quizá por devitrificación (Sawland & Smith, 1984).

La brecha es monolítica, aun cuando se observan gran diversidad de texturas, desde afaníticas a lavas vítreas. El color de los clastos es muy variado debido al grado de oxidación, variando del negro al gris, rojo y tonos rojizos. Individualmente las capas también pueden ser contrastantes en su coloración,

tal y como se puede observar en el bloque levantado al oeste de arroyo San Nicolás (Fig. 7). Los colores en las capas varían de grises claros, beige, ocre pálido, mandarina o rosa oscuro. Sin embargo, el cambio de color no es característico de cambios composicionales en las unidades (Sawland & Smith, 1984). La unidad de brecha volcánica se considera emplazada como un flujo piroclástico.

Las rocas de la Andesita de Sierra Santa Lucía son predominantemente andesitas de contenido de potasio medio (Gill 1981; en Clarke 1991), pero variando su contenido de sílice de 52 a 65 % en peso. De acuerdo con Miyashiro (1974; en Clarke 1991) la suite que contiene a estas rocas es cálcico-alcalina sin un enriquecimiento continuo de hierro. El contenido elemental de tierras raras (REE) sugiere un levemente enriquecimiento en REE ligeros y en general la tendencia de REE y otros elementos traza presentes es similar a otras márgenes continentales andesíticas en la margen oriental del Pacífico (Sawland & Smith, 1984).

Las unidades volcánicas y volcanoclásticas dentro de la Andesita de Sierra de Santa Lucía, se presentan como bloques inclinados con rumbo general de N 70° W, presentando en su porción noreste el plano de falla que limita a cada bloque con echados de hasta 45° hacia el NE (Fig. 8). Esta actitud de los bloques contrasta con el comportamiento regional de las unidades asignadas al Grupo Comondú, comparable con estas mismas unidades, e



Figura 7.- Afloramiento de capas de la brecha volcánica, a lo largo del arroyo San Nicolás. Las capas aquí expuestas conforman el bloque levantado paralelo a la falla maestra.

n donde los bloques de la misma naturaleza se presentan con rumbo NNW-S, generando medios grabens con alineación norte-sur (Ledesma Vazquez y Johnson, en revisión). Dentro de la Cuenca San Nicolás, se pueden observar en afloramiento, dos alineamientos de estos bloques de unidades volcanoclásticas, con el mismo rumbo N 70° W, algunos de los bloques se



Figura 8.- Fotografía que muestra un bloque de brecha volcánica buzante hacia el SW, en arroyo El Saucito.

presentan de manera discontinua de este a oeste y solo alguno de ellos logran aflorar. Hacia el sureste, cercano a la falla maestra o principal, la presencia de estos bloques es solamente sugerida por las unidades sedimentarias que los cubren (Fig. 3).

Tobas San Antonio: Capas de ceniza volcánica, con echados promedio de 12° se presentan en la parte sur de la cuenca San Nicolás de manera discordante angular sobre bloques inclinados con echados mayores a los 20° y hasta 45° constituidos por la brecha volcánica perteneciente a la Andesita de Sierra Santa Lucia. Es una toba de grano muy fino, de color café claro pálido, bien

estratificada con capas de 5 a 40 cm con echados muy variables de 7° a 19°. En algunas de las secciones medidas se presenta un aspecto ceroso y tacto graso. El echado es sindeposicional, ya que se presentan en contacto discordante con los bloques volcánicos y volcanoclásticos muy inclinados y las tobas se acomodan sobre esta paleopendiente, adquiriendo echados muy elevados sindeposicionales (Fig. 5 y 9). Se colectaron muestras de las tobas pertenecientes a la sección estratigráfica en la localidad denominada

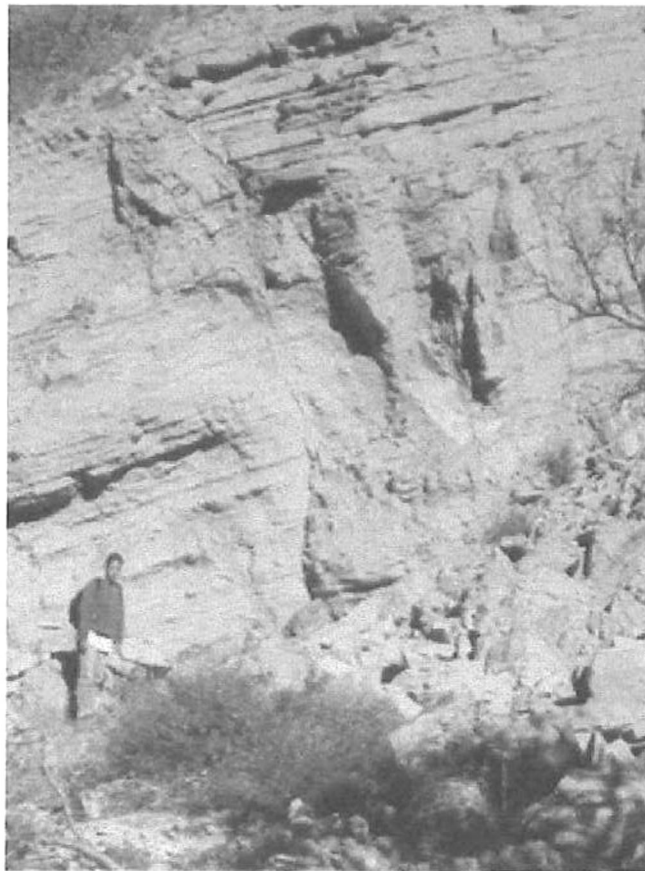


Figura 9.- Tobas San Antonio dentro del denominado Emabahiamiento San Antonio, se observa el fuerte echado de algunas de las capas.

Embajamiento Punta San Antonio y una muestra de una capa de toba dentro de una unidad de la Andesita de Sierra Santa Lucia.

A las muestras se les realizaron análisis de difracción de rayos X (XRD) (Fig. 10 y 11), así como análisis petrográficos. El constituyente arcilloso principal de la fracción $<4\mu\text{m}$ de las muestras de las tobas post-extensionales es un mineral arcilloso bien cristalizado, expansible. Ya sea como montmorillonita dioctahedral o como IS con muy poca illita interestratificada ($<10\%$). Las muestras contienen clinoptillita (o heulandita) asociada. En la fracción $<100>200$, el constituyente dominante y casi exclusivo son esquirlas de vidrio volcánico.

Abanico aluvial costero: La sección sedimentaria representativa del abanico aluvial costero se divide en tres secciones, representadas por cuatro diferentes litofacies, correspondientes dos de ellas a la zona superior del abanico (cabeza del abanico), otra más al segmento medio y una cuarta a la zona inferior (base del abanico) (Figura 12). Estas unidades han sido descritas por Staines-Urías (1999). Estas unidades se presentan asociadas de manera principal al trazo de la falla Los Volcanes, en donde se presentan los principales espesores, directamente relacionados con el depocentro y se acuñan, adelgazándose hacia el NNE tal y como es posible interpretarlo de la figura (Fig. 4).

Litofacies 1. Paraconglomerado

Está compuesto por clastos de 1 a 32 cm de diámetro, pobremente clasificado, en una abundante matriz terrígena de granos angulosos (Fig. 13).

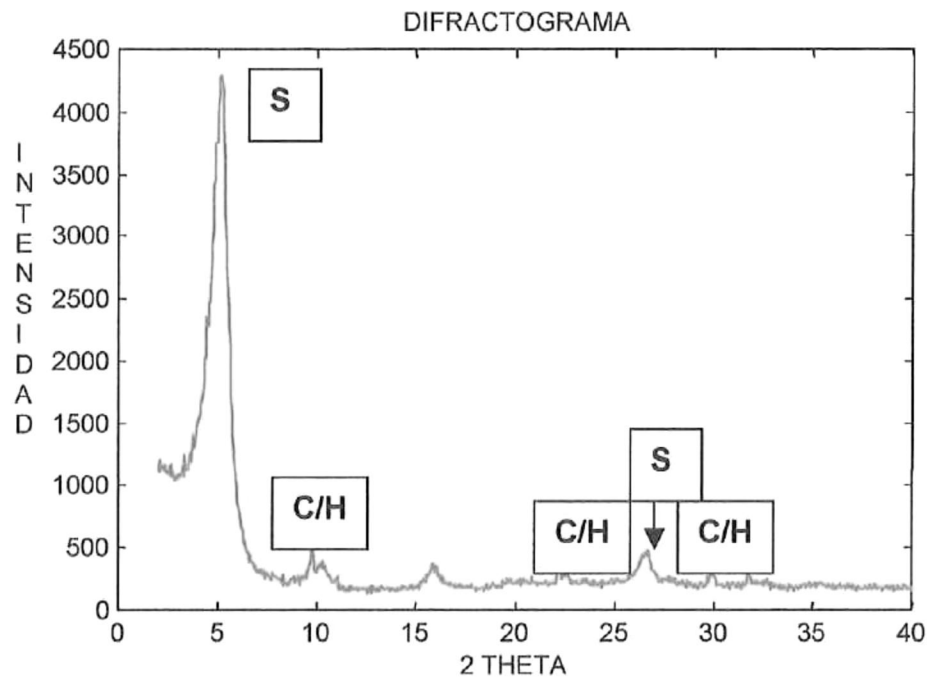


Figura 10.- Difractograma de la muestra de Embahiamiento San Antonio PLIO2, en la cual se observa la presencia de clinoptillita [C] o heulandita [H], así como esmectita [S].

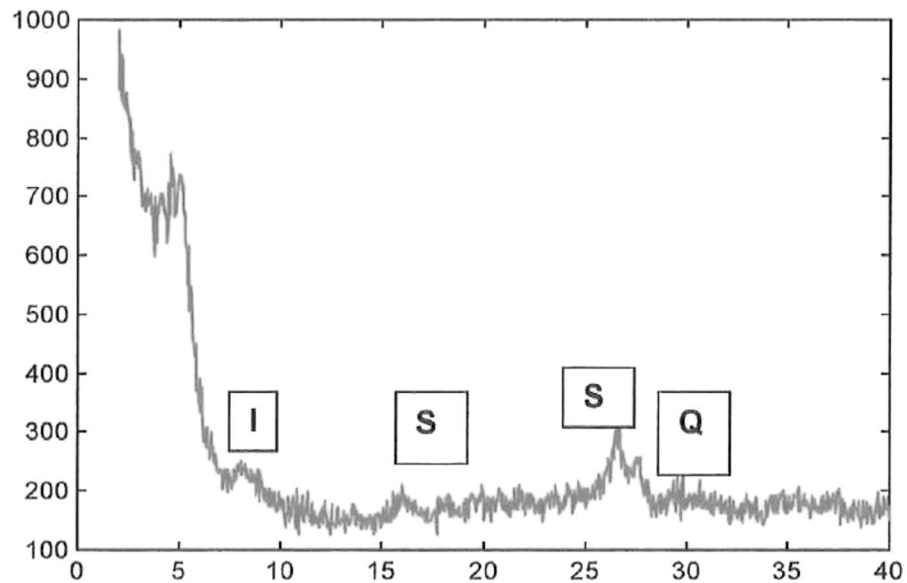


Figura 11.- Difractograma de la muestra de arroyo San Antonio PLIO6, en la cual se observa la presencia de illita [I] esmectita [S], cuarzo [Q]

Se divide en capas o paquetes con una extensión lateral no mayor de 15m y un espesor de entre 6 y 10 m. Desprovistos de cualquier estructura, además de una burda estratificación horizontal. Los contactos entre capas son no erosivos y se observa una correlación positiva entre el tamaño promedio de los clastos y el espesor de la capa correspondiente. Algunos paraconglomerados exhiben una imbricación bien desarrollada, especialmente donde los clastos presentan un eje considerablemente mayor en las capas inferiores. Individualmente, los clastos, van de angulosos a redondeados.

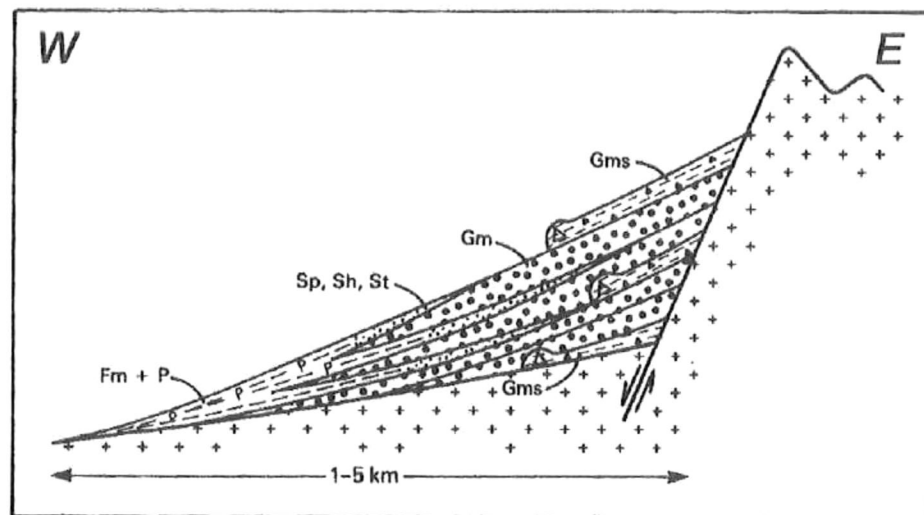


Figura 12.- Sección diagramática de un abanico aluvial, en donde se pueden observar las litofacies proximales y distales en relación al plano de falla [Fig 1; Rust y Koster 1984].

La dirección de las paleocorrientes fué determinada basándose en la imbricación de los clastos, cuando estos presentaban claramente un eje largo principal, el resultado fue predominantemente SW-NE (Apéndice B).



Figura 13.- Fotografía de una de los afloramientos en donde se puede observar la litofacies 1 del abanico aluvial costero, sobre arroyo El Carricito.

Se observa que hacia el NE (a partir de la falla maestra) disminuye el diámetro de los clastos a un promedio de 5 cm. Esta litofacies está representada por los depósitos más cercanos a la falla maestra. Lateralmente se extienden de arroyo San Nicolás a Arroyo Jacobo, apareciendo nuevamente hasta la zona de arroyo El Carricito.

Litofacies 2. Ortoconglomerados:

Compuesta por capas de conglomerados moderadamente clasificado, con escasa matriz terrígena (arena gruesa) (Fig.14). Muestran una imbricación unimodal bien desarrollada en base a la cual se determinó una dirección de paleocorriente SW-NE, coincidente con la litofacies 1 (Apéndice B) Algunas capas exhiben estratificación cruzada. Las capas se encuentran bien

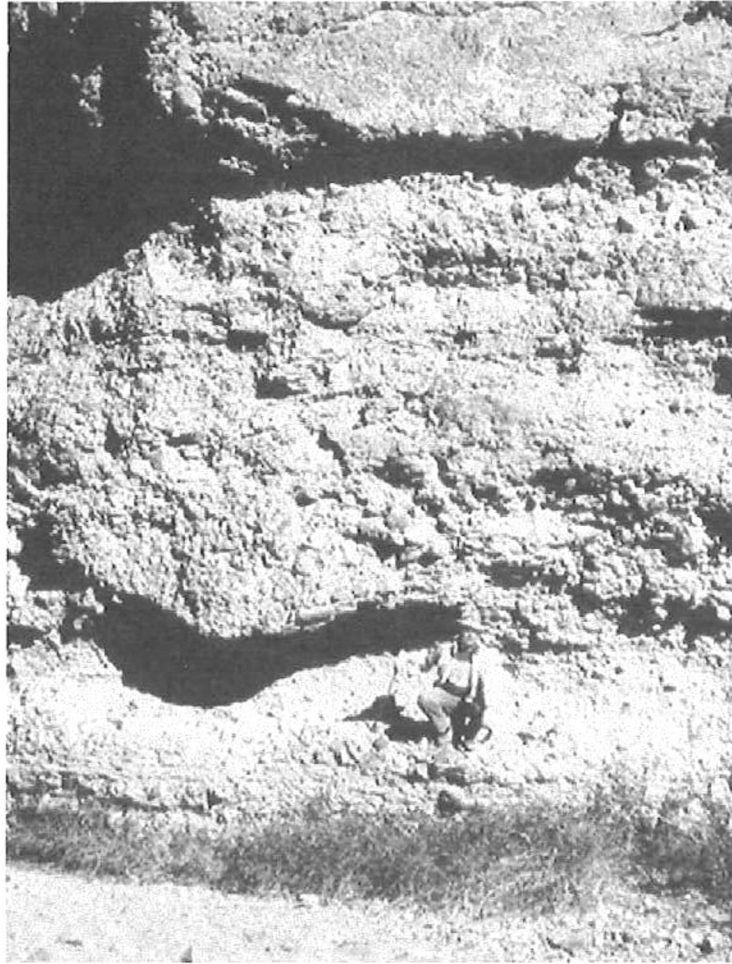


Figura 14.- Fotografía de una de los afloramientos en donde se puede observar la litofacies 2 del abanico aluvial costero, sobre arroyo Jacobo.

delimitadas por superficies erosivas, no son lateralmente extensivas y aparecen suprayaciendo a los paraconglomerados que conforman la litofacies 1, siendo depósitos menos abundantes. Individualmente, los clastos varían de 0.5 a 25 cm.

Litofacies 3. Flujos de derrame.

Compuesta por conglomerados aluviales que aparecen suprayaciendo a las litofacies 1 y 2. Se presentan capas de arenisca laminar u horizontes de

cantos rodados de 1 a 5 cm de diámetro que presentan estratificación cruzada que están separadas por superficies erosivas, sobre estas, se presentan horizontes de conglomerado bien clasificado con escasa matriz y clastos de más de 10 cm de diámetro, donde la estratificación cruzada es menos evidente o no existe. En general esta litofacies presenta clastos cuyos diámetros varían de 1 a 12 cm (Fig. 15).

Los conglomerados exhiben una imbricación bien desarrollada y, aunque existe una mayor disparidad en la dirección de imbricación, la tendencia general sigue señalando una dirección de paleocorriente SW-NE (Apéndice B). El echado es de 17° en promedio.

Se observan superficies erosivas que truncan diferentes capas, con espesores menores a 1m y sobre las cuales se depositaron materiales más gruesos.

Al avanzar hacia el NE las capas laminares de arenisca se vuelven más comunes y aumentan de espesor.

En la estación ASNC32, se presenta cortando la unidad inferior interpretada como de flujos de derrame, una falla con rumbo N 75° W y con un echado de 22° hacia el NE. Sobre el plano de falla se presentan capas de la litofacies 1, el plano de falla presenta una brecha cataclástica de hasta 10 metros de espesor.

Litofacies 4. Flujos de manto.

Compuesta por conglomerados bien clasificados con abundante matriz y clastos de 1 a 6 cm, que interdigitan con los depósitos de la litofacies 3.



Figura 15.- Fotografía de una de los afloramientos en donde se puede observar la litofacies 3 del abanico aluvial costero, sobre arroyo San Nicolás.

Se observan lentes de arenisca gruesa y los contactos entre capas son no erosivos (Fig. 16). Solo en algunos casos las bases de los lentes erosionan y

deforman la zona adyacente del conglomerado, generando una superficie cóncava sobre la cual se redeposita el material.

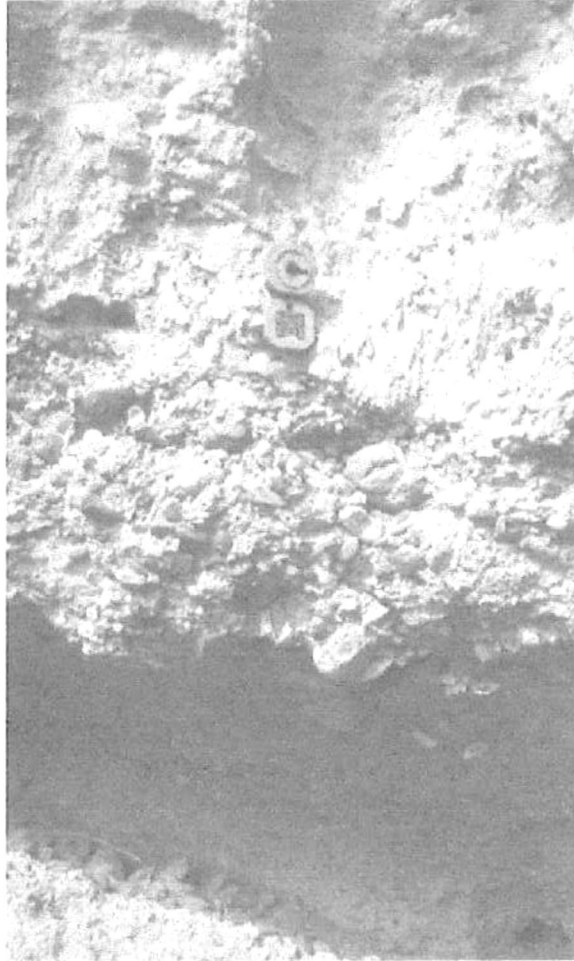


Figura 16.- Fotografía de una de los afloramientos en donde se puede observar la litofacies 4 del abanico aluvial costero, sobre arroyo San Nicolás.

Los conglomerados presentan estratificación cruzada y se observan superficies erosivas transgresivas que generalmente, afectan solo una capa con menos de 1 m de penetración, siendo estas superficies más abundantes pero de menor tamaño que en la litofacies 3.

En esta unidad no se observa una correlación entre el tamaño de clasto y el espesor de capa. No se presenta una imbricación bien desarrollada, principalmente debido a la forma de los clastos. Sin embargo, en las zonas donde fue posible determinar una dirección de paleocorriente, esta varió considerablemente (Apéndice B).

Hacia el NE a partir de la falla maestra de Los Volcanes, los conglomerados aluviales que conforman la litofacies 4 interdigitan con los depósitos correspondientes a la unidad de biocalcarenitas y conglomerados marinos.

Lodolita Arroyo Amarillo: esta mejor expuesta en el arroyo San Antonio y el arroyo Amarillo, Se presenta como la unidad mas profunda de la secuencia sedimentaria marina. Limolita calcárea de color amarillo claro pálido, bien clasificada, de apariencia masiva a pobremente estratificada, en capas gruesas mayores a 1 m, sin fósiles, generalmente muy bioturbada, con abundancia de icnofósiles de *Ophiomorpha nodosa*, pocas localidades sin icnofósiles (Fig. 17). Los espesores son variables, dependiendo del grado de conservación. El contacto inferior no fue identificado y el superior es siempre erosional.

Biocalcarenitas, Biocalciruditas y Conglomerados marinos fosilíferos: Esta unidad se presenta como capas interestratificadas, en secuencias amalgamadas.

Las capas de biocalcarenitas se presentan normalmente de 3 a 8 m de espesor, de moderadamente a muy bien estratificadas, de color amarillo pálido,

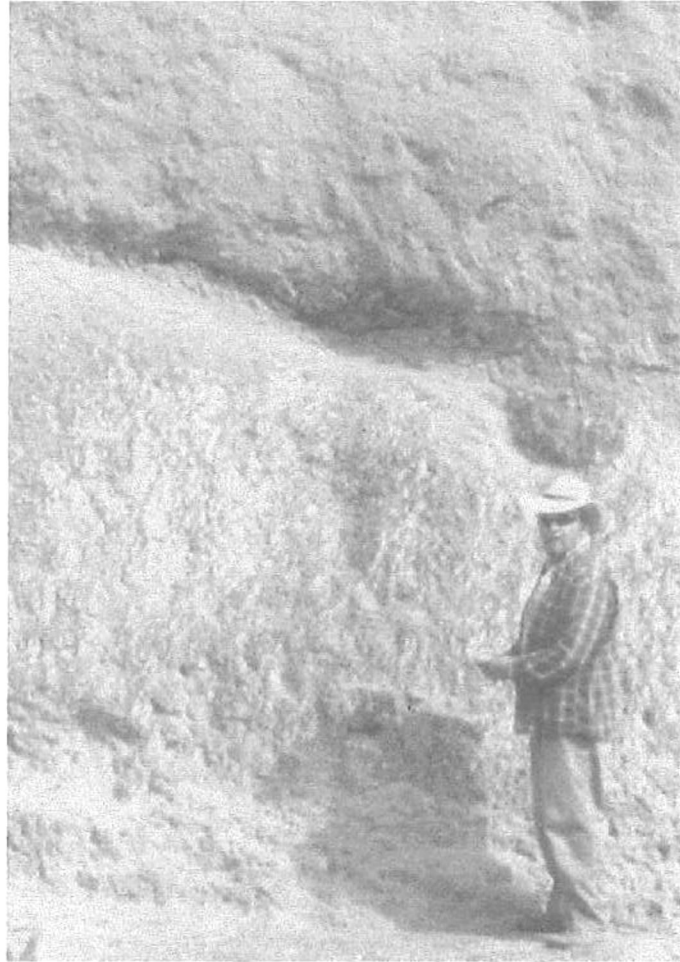


Figura 17.- Fotografía de afloramiento de lodolita calcárea en arroyo Amarillo.

se presenta también de un color rojizo por efecto de intemperismo a blanquecino, en ocasiones se observa estratificación cruzada. El echado general de las capas es de 6° hacia el NE. La única excepción a esta actitud se presenta en el arroyo San Nicolás, en la localidad de la sección ASN1, en donde dentro de algunas de las capas se midieron echados hacia el SW y

algunas unidades adyacentes presentaron echados de hasta 20° hacia el norte. El fracturamiento es escaso y cuando se presenta tiene una dirección NW-SE y N-S. Tienen un espesor máximo de 90 m dentro de la cuenca y se registra exclusivamente en la parte central de la misma. Sus constituyentes principales son fragmentos abrasionados de rodolitos (de finos a muy finos) y fragmentos de moluscos dentro de los cuales se pueden identificar fragmentos de pectinidos, ostras, gasterópodos, bivalvos y espinas de erizo. Los rodolitos se presentan como nódulos concéntricos laminares de 1 a 3 mm en diámetro; fragmentos de aspecto cilíndrico que fluctúan de 3 a 4 mm de longitud y el tercer tipo lo constituyen individuos de follaje denso y compacto que se pueden presentar completos o rotos. Los fragmentos abrasionados de rodolitos constituyen el material más abundante y es difícil su identificación. La razón material biogénico a volcanoclástico dentro de la matriz es sumamente variable fluctuando de 8:2 hasta 2:8. Los fragmentos volcanoclásticos son derivados de los bloques de brecha volcánica y se presentan en tamaño arena fina a gruesa. De igual forma, estas unidades son fosilíferas, presentando el mismo tipo de organismos que se presentan muy fragmentados en la matriz (Fig. 18). Los fósiles pueden presentarse articulados o desarticulados. Los fragmentos de rodolitos y de moluscos se presentan en conjunto dentro de la matriz con granos bien redondeados y clasificados de fragmentos de rocas volcánicas y cristales desprendidos de las mismas, así como de matriz calcárea (micrita). Las capas de biocalcarenita presentan en algunas de ellas de escasos a muy abundantes icnofósiles identificados como *Thalassinoides*, *Skolithos* y

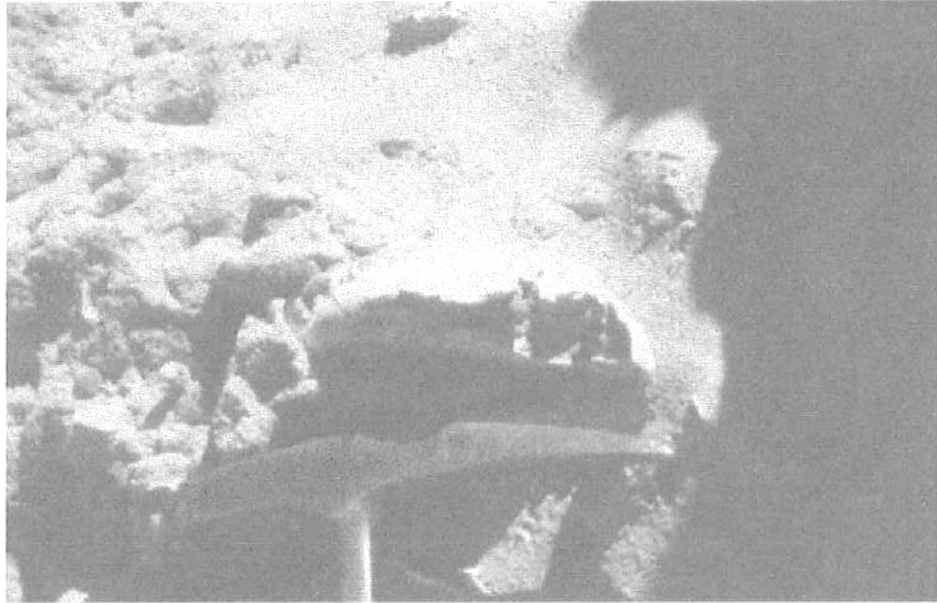


Figura 18.- Fotografía de capas de biocalcarenita con fósiles de *Clypeaster bowersii*, y fragmentos de roca volcánica arroyo San Antonio.

Ophiomorpha nodosa (Fig. 19). Los fragmentos de rodolitos se presentan principalmente como formas cilíndricas elongadas, cuyo tamaño varía de 1 a 4 mm de largo y su espesor (diámetro) de 0.5 a 2 mm. Estos fragmentos han sido identificados como correspondientes al tipo folioso (Foster et al, 1997). Un segundo tipo de fragmento dentro de los rodolitos se presenta como formas irregulares semiesféricas, como pequeños nódulos de láminas de carbonato. Este segundo tipo es menos común y se identifica como una forma arbustiva.

Dentro de las capas de biocalcarenita, separando a un par de estas es común encontrar capas de delgadas a medianas de coquinas de pectínidos o de ostras de 0.20 a 2 m de espesor, con el mismo tipo de matriz. En estos casos el contacto inferior es siempre erosivo. En estas unidades de



Figura 19.- Fotografía de capas de biocalcarenita bien clasificada, con abundantes trazas de *Thalassinoides*, en arroyo La Zorra.

biocalcarenita y biocalcirudita se colectaron especímenes del equinodermo *Clypeaster bowersii*, extinto en el Plioceno Medio, cerca de 3.4 Ma. (Durham, 1950), permitiendo otorgar una edad máxima al depósito.

Las capas de conglomerado fosilífero marino se presentan masivas, sin gradación aparente con una matriz de biocalcarenita como la descrita

anteriormente. La matriz puede variar a una biocalcarenita con granulos y guijarros. Los clastos de esta unidad son fragmentos redondeados a sub-redondeados de rocas volcánicas de tamaño guija a canto rodado (0.20 a 1 m). La clasificación es de pobre a moderadamente clasificada. Los fragmentos de pectínidos, ostras y algún otro organismo son de mayor tamaño. Las capas de este tipo de conglomerado se presentan interestratificadas con la biocalcarenita (Fig. 20). El contacto inferior es siempre erosivo y el superior es generalmente normal a transicional. Los espesores son muy constantes en toda la cuenca predominando 1 m como promedio y alcanzando ocasionalmente los 2 m. En algunas zonas, especialmente las más cercanas a la playa, se observa abundante estratificación cruzada. Las capas de conglomerado presentan una inclinación de 6° hacia el este, siendo una característica muy persistente dentro de toda la distribución de la unidad.

Riolita El Pulpito: Se presenta exclusivamente en Punta San Antonio, como una serie de coladas muy fluidas, que rellenaron la paleotopografía generada por el basculamiento de los bloques de la brecha volcánica y la erosión sobre las capas de toba en el denominado Embahiamiento Punta San Antonio (Jonson y Ledesma-Vázquez 1999). La cima de las coladas es horizontal (Fig. 21), ya sea por haber alcanzado su nivel base o por erosión por oleaje durante el estadio isotópico 5e. Esta unidad esta reportada con una edad de 500 Ka por Casarrubias-Unzueta y Gómez-López en 1994, ellos describen a la unidad



Figura 20.- Fotografía de capas del conglomerado fosilífero en arroyo La Ballena.

como de color gris a gris oscuro asociada con pómez y vidrio volcánico, en su variedad ojo de apache, en Punta El Pulpito, en donde se presenta un cuello de volcán, como único remanente de todo el aparato y sumamente cercano a Punta San Antonio.

Fósiles: Todos los ejemplares colectados se recuperaron exclusivamente de las unidades identificadas como de afinidad marina biocalcarenitas, biocalciruditas y conglomerados fosilíferos marinos. Los fósiles se presentaron, dependiendo de la capa sedimentaria en donde se colectaron en diferentes formas; en posición de vida, articulados, desarticulados, abrasionados, fragmentados y fragmentados y abrasionados. Así también, se presentaron



Figura 21.- Fotografía de colada de la riolita El Pulpito, en Punta San Antonio, suprayaciendo a la Toba San Antonio.

formando coquinas de 0.20 a 2 m de espesor (Tabla II). Los análisis petrográficos de las capas de biocalcarenita y biocalcirudita seleccionadas para este reconocimiento, reflejan mucha similitud reportándose principalmente como areniscas calcáreas ricas en fragmentos de roca o de cristales (Apéndice 2), ambos materiales resultado de la erosión de los bloques de brecha volcánica, aquí también se reportan la presencia de microfósiles calcáreos, cemento y matriz de carbonato de calcio. La similitud en todas las capas de biocalcarenita y biocalcirudita permiten reducir el número de láminas delgadas necesarias para caracterizar al depósito.

DISCUSION:

De las características descritas en la sección de resultados, es posible iniciar la evaluación de las mismas y postular una secuencia de eventos ocurridos dentro de la cuenca de San Nicolás.

Andesita Sierra de Santa Lucia: Durante la extensión del Mioceno medio aproximadamente hace 12 a 14 Ma, se inició la provincia del Proto-Golfo de California sobre una zona angosta y alargada paralela a la margen continental pre-existente, desprendiéndose Baja California como un bloque individual y rígido (Winkler y Kidwell 1996). La tectónica extensional en la región central del golfo se inició entre el Mioceno medio y temprano, en forma sencilla NE–SW. Este periodo extensional presenta como rasgo característico el basculamiento por extensión regional de los bloques de brecha volcánica de la Andesita de Sierra Santa Lucia del Mioceno, rasgos observables en la figura (Fig. 3). La extensión produjo subsidencia, la cual generó los depocentros para recibir la invasión de aguas marinas, desde hace 7.1 ± 0.05 Ma, para la cuenca de Santa Rosalía (Holt et al. 1997), en la región central del Proto-golfo. Como un resultado directo del episodio extensional en la región central del Proto-golfo, se encuentran aflorando cuerpos de granodiorita de edad Cretácica (McFall 1969; Ledesma y Jonson, en revisión).

Tobas San Antonio: La depresión generada como la Cuenca San Nicolás recibió inicialmente en contacto discordante angular, una lluvia de ceniza volcánica, la cual se depositó generando un faldeo contra las unidades

basculadas de la brecha volcánica del Mioceno (Fig. 22). Del análisis por difracción de rayos X de algunas de estas capas (Fig. 10 y 11), podemos enunciar que si bien hasta ahora se ha considerado que todas las capas volcánicas y volcanoclásticas en el área de estudio están relacionadas con un proceso de subducción en el Mioceno, generando al Grupo Comondú o Andesita de Sierra Santa Lucia. Sin embargo, capas de ceniza volcánica, con echados promedio de 12° se presentan en la parte sur de la cuenca San Nicolás de manera discordante angular sobre bloques inclinados con echados mayores a los 20° y hasta 45° constituidos por capas pertenecientes Grupo Comondú. Estas capas volcánicas sugieren un segundo episodio volcánico y/o tectónico, separado de la extensión este-oeste y representando la transición de una zona de acomodamiento del Mioceno tardío al inicio de fallas transformadas asociadas con el origen del Golfo de California.

Se colectaron muestras de las tobas post-extensionales y una muestra de una capa de toba dentro de una unidad del Grupo Comondú ASA6 (PLIO6) y ASA7 (PLIO7). A las muestras se les realizaron análisis de difracción de rayos X (XRD), así como análisis petrográficos. El constituyente arcilloso principal de la fracción $<4\mu\text{m}$ de las muestras de las tobas post-extensionales es un mineral arcilloso bien cristalizado, expansible. Ya sea como montmorillonita dioctahedral o como IS con muy poca illita interestratificada ($<10\%$). Las muestras contienen clinoptillita (o heulandita) asociada. En la fracción $<100>200$, el constituyente dominante y casi exclusivo son esquirlas de vidrio

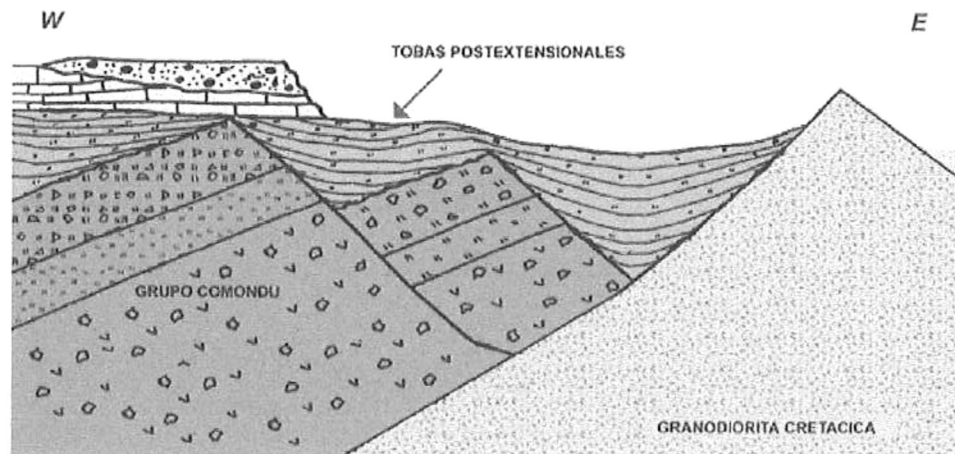


Figura 22.- Sección diagramática en Punta San Antonio, en donde se aprecia las relaciones entre el basamento local y la Toba San Antonio.

volcánico. Las bentonitas cerosas primarias y secundarias aun cuando son muy similares en apariencia en muestras de mano, son muy diferentes químicamente. La de tipo primaria, es el resultado de la caída de tobas calientes directamente en agua por lo menos salobre, idealmente marina, en una zona de calma, generalmente costera. La alteración de la toba a bentonita se lleva a cabo en cuestión de horas o días y el depósito deberá de mantenerse sin perturbación por un largo período de tiempo para que desarrolle su característico cohesión cerosa (Berry, 1999). La transformación de fragmentos de vidrio volcánico a esmectita se produce durante la caída de la ceniza en el agua o inmediatamente después de su acumulación y no esta relacionada con intemperismo (Grim, 1968; en Berry, 1999). Las bentonitas cerosas consisten casi en su totalidad de I-S, como capas mezcladas de illita-. No se ha observado una bentonita cerosa primaria con menos del 95% en peso de I-S. El

porcentaje restante esta constituido por fragmentos de vidrio volcánico como el componente principal de esta fracción. Por tamaño, toda bentonita cerosa primaria pasa la malla 200 ($< 3.75 \phi$). Finalmente, la bentonita cerosa primaria se presenta libre de componentes detríticos terrígenos.

Las bentonitas cerosas secundarias, son el producto del retrabajo de depósitos de bentonita cerosa primaria previamente depositadas, ya sea en forma de capas de fragmentos conglomeráticos en los cuales los clastos están cubiertos de una matriz terrígena detrítica o en forma de capas mezcladas con componentes terrígenos detríticos. Las características plásticas, elásticas y la baja dureza de la bentonita cerosa, así como su naturaleza hidrofóbica, limitan el transporte de bentonitas cerosas a un máximo de 20 km. Al separar los componentes de una bentonita cerosa secundaria y realizar un análisis químico, la bentonita califica como del tipo primario. La asociación esmectita-clinoptillita es el resultado típico de la caída de ceniza volcánica relativamente rica en sílice en agua marina o salobre. La muestra que no contiene clinoptillolita/heulandita, con esmectita pobremente cristalizada y con capas mezcladas de arcilla, sugiere su depositación en un medio seco, antes de la invasión de agua marina.

Los índices de refracción en las esquirlas de vidrio volcánico indican que la capa de toba del Mioceno es más pobre en sílice, probablemente como una andesita y que las tobas post-miocénicas más ricas en sílice son posiblemente riodacitas.

Por lo anterior podemos observar que únicamente la muestra PLIO7 (ASA7) no posee la asociación esmectita-clinoptilolita la cual se genera como típica de la caída de ceniza volcánica en agua marina. Es importante señalar que es esta muestra la mas profunda en la secuencia de tobas, por lo cual podemos indicar que Cuenca San Nicolás no se encontraba invadida por agua marina durante sus primeros estadios.

ABANICO ALUVIAL COSTERO:

Es importante recalcar, que las regiones en las cuales se presentan fallas a rumbo, en algún momento de su historia, han estado asociadas a extensión o compresión de la corteza. Las fallas maestras que delimitan o bien una zona de depresión o de levantamiento (Mann *et al.* 1983), pueden ser curvadas, trezadas o en échelon, logrando producir una zona depresión entre fallas (régimen transtensional) (Nilsen & McLaughlin, 1985), pudiendo ser rellenada con sedimentos cuyos espesores varían desde algunos pocos metros hasta miles de metros, esto es, pueden ser desde pequeñas lagunas, hasta grandes regiones geográficas de cientos de kilómetros de longitud. Estas regiones se caracterizan por poseer una corteza delgada y un alto flujo de calor. Lo anterior, se encuentra asociado directamente con abundante extensión litosférica de manera local. De manera general, presentan puntos de inflexión conservativos (restraining bends) o puntos de inflexión de relajación (realising bends), sobre las fallas, de tal forma que en los primeros se deberán de encontrar levantamientos, con posibles cuencas asociadas y en las zonas de relajación, la

formación de las cuencas transtensionales (Mann *et al.* 1983). Muchas cuencas transtensionales se forman adyacentes a bloques levantados, con una perfil topográfico alto. Lo anterior, conlleva la generación de facies sedimentarias muy gruesas (conglomeráticas), a lo largo de las márgenes de las cuencas, con marcadas variaciones laterales de facies. También, el estilo tectónico motiva asimetría dentro de las cuencas, esta asimetría puede ser longitudinal así como lateral (Nilsen, T.H. and R.J. Mclaughlin, 1985).

La cuenca San Nicolás se presenta dentro de la zona de influencia de una zona de acomodamiento entre Bahía Concepción y el valle de San Juan Londó (Fig. 23), por lo cual, asociado a su falla maestra Los Volcanes, se depositaron abundantes sedimentos asociados al abanico aluvial costero.

Dentro de las litofacies descritas podemos describir su emplazamiento y evolución. La litofacies 1 de paraconglomerados, está representada por los depósitos más cercanos a la falla maestra, en donde los depósitos correspondientes a esta litofacies, el grado de clasificación de los clastos y la variabilidad en el desarrollo de una estratificación horizontal indican un flujo detrítico de alta viscosidad, provocado por lluvias intensas y una erosión activa. Este tipo de depósitos comúnmente se origina en la zona aledaña a la falla principal y migran hacia el depocentro de la cuenca, conforme aumenta el relleno sedimentario en la cuenca (agradación). Sin embargo, en zonas áridas, la alta permeabilidad del cuerpo sedimentario impide un desplazamiento considerable de la masa, limitando su presencia a una pequeña zona de la cuenca donde la pendiente es alta (Rust and Koster 1984).

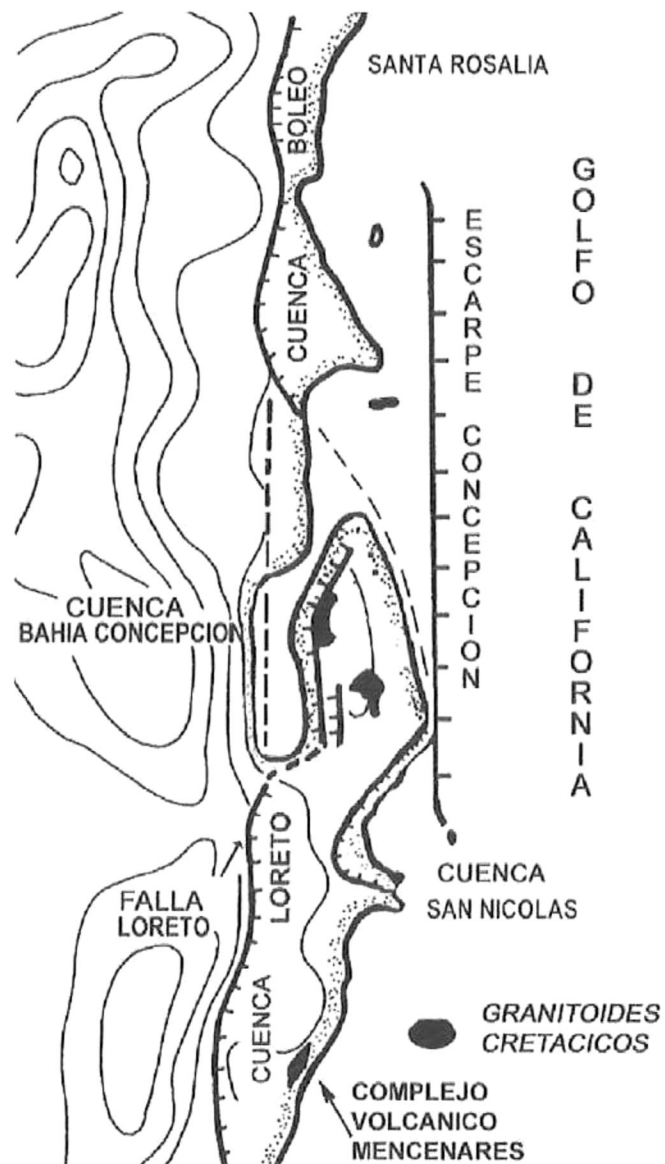


Figura 23.- Principales rasgos tectónicos de la región Santa Rosalía-Loreto [Modificado de Nava et al. 1998].

Los ortoconglomerados de la litofacies 2 pudieron ser originados por una depositación cernida, en zonas donde se produce la percolación del agua y sedimento fino, pudiendo representar la zona frontal de un flujo detrítico (Rust and Koster 1984).

Las superficies erosivas pueden ser interpretadas como bases de capa que se formaron durante eventos menores, como flujos confinados (Rust and Koster 1984). Además, la imbricación unimodal bien desarrollada que presentan los depósitos pudiera reflejar una fuerte tracción fluvial durante la depositación (Rust and Koster 1984). También, la correlación positiva entre el tamaño promedio de los clastos y el espesor de capa, indican una relación positiva entre la competencia y el tamaño de flujo, relación que resulta particularmente clara en esta zona (Rust and Koster 1984).

La asociación de ambas litofacies por sus características corresponde a la cabeza del abanico aluvial (Staines-Urias1999).

La Litofacies 3 de flujos de derrame, indica por las superficies erosivas entre capas sugieren que cada una de ellas es resultados de un flujo único, que puede ser interpretado como producto de la pérdida de competencia cuando la corriente llega a una zona de menor pendiente. La actitud de echado de los cantos, menor a 25°, excluye la posibilidad de que los depósitos pudieran haberse originado por flujos de gravedad (Rust and Koster 1984).

Por otra parte, la presencia de superficies erosivas es el resultado de flujos posteriores a la depositación de las capas o de infiltración de agua de la zona superior del abanico, que al escurrir formó canales, que posteriormente, se rellenaron con material más grueso de un flujo ulterior (Rust and Koster 1984).

Esta litofacies no es considerada diagnóstica, sin embargo indica la migración de facies hacia el depocentro y su migración sobre de este punto, es

decir la agradación del abanico (Rust and Koster 1984) y los depósitos que la conforman, probablemente, tienen su origen en la sección media del abanico.

En la Litofacies 4 de flujos de manto, la falta de correlación entre el tamaño de clasto y el espesor de capa sugiere que las capas son resultado de múltiples flujos continuos, o del retrabajo de material de zonas superiores (Rust and Koster 1984).

Las superficies transgresivas indican la presencia de canales, que conforman un sistema de distribución con una dirección no definida. Los lentes de arenisca con bases erosivas se producen por la llegada constante de material debido a flujos intensos pero de muy corta duración (flujos episódicos). La abundancia de estos lentes indica una pérdida de pendiente, situación que puede deberse a un aporte constante de material en una cuenca sin adición de espacio o, alternativamente, a un incremento en la razón de depositación en una cuenca con constante incremento de volumen (Dorsey *et al*, 1997; Schlische, 1992).

Biocalcarenitas, Biocalciruditas y Conglomerados marinos fosilíferos: Las capas sedimentarias presentes en toda la cuenca están constituidas principalmente por fragmentos de rodolitos y que son de dos tipos; biocalcarenita y biocalcirudita, ambas presentan abundantes fragmentos de rodolitos así como de manera secundaria fragmentos de conchas de molusco y granos tamaño arena de fragmentos de roca volcánica. La diferencia en el

tamaño de fragmento principal, es el que permite diferenciar entre ambas. Así mismo, los conglomerados fosilíferos interestratificados en casi todas las secciones presentan dentro de su matriz fragmentos de rodolitos.

Los rodolitos (algas rojas coralinas) y los corales son particularmente importantes en aguas someras en donde bajo las condiciones oceanográficas apropiadas se favorece la apropiación de CaCO_3 para la generación de material en la estructura. A escala mundial las capas de rodolitos se presentan entre las zonas templadas y tropicales (Foster et al. 1997). La calcificación aparentemente favorece la supervivencia de los individuos al incrementar la resistencia a la perturbación debida a la acción del oleaje y el pastoreo de organismos mayores. Así mismo el marco calcáreo genera un hábitat relativamente estable para otros organismos (Foster et al 1997).

Estas estructuras calcificadas poseen un alto potencial de preservación y pueden ser incorporados a los estratos como fragmentos sedimentarios. Dependiendo de las condiciones de preservación los conjuntos fosilíferos de organismos carbonatados, así como del conocimiento de la composición de las especies y de sus atributos morfológicos, estos pueden proveer de información de las condiciones ambientales imperantes en su formación (Foster et al 1997).

Los rodolitos representan una combinación de crecimiento y atributos morfológicos en conjunto con la calcificación que favorece la sobrevivencia en un ambiente dinámico. El tallo calcificado del rodolito es capaz de moverse con el flujo del agua, reduciendo los efectos erosivos y de impacto. Por lo tanto

mejorando la tasa de supervivencia de estos organismos. En la mayoría de las especies, los fragmentos resultantes de la destrucción del ejemplar original, tienen la posibilidad de crecer, por lo que el aparente daño resulta realmente en un incremento en la reproducción (Foster *et al* 1997).

Estas algas rojas varían desde forma de costras que cubren clastos a individuos laminares hasta formas arborescentes y su abundancia varía de individuos aislados en canales de flujo a cuerpos muy extendidas conformadas por varias capas de individuos, las capas de rodolitos se presentan a nivel mundial de la zona intermareal hasta los 200 m. de profundidad (Foster *et al* 1997).

La importante contribución de los rodolitos a los depósitos sedimentarios al poder constituirse en lo productores de carbonatos más importantes en aguas someras subtropicales y templadas (Carannante *et al.* 1988) y su abundancia en los conjuntos fosilíferos ha sido ampliamente reportada y utilizada para generar interpretaciones paleoambientales (Johnson and Hayes 1993; Meldahl 1993; Dorsey 1997).

Foster *et al.* (1997) basándose en su trabajo en Bahía Concepción y otras áreas del Golfo de California, describen básicamente tres formas: arbustiva (fruticosa), folioso y aterronado (lumpy) (Foster *et al.*, Fig 4). Estos autores describen que los dos primeros tipos fueron ubicados en áreas expuestas a una acción moderada de oleaje y en capas formadas por corrientes y el tercer tipo únicamente se localizó en capas expuestas al oleaje. La morfología de estas formas, dada por su talla, forma, densidad de follaje, origen

del follaje, varía en parte de acuerdo con el hábitat. Estos mismos autores sugieren, basándose en su trabajo, que los únicos hábitat en los cuales los rodolitos no se presentan son fondos someros rocosos, costas con fuerte pendientes al no poderse fijar los individuos y aguas tranquilas en las cuales el sedimento fino los pueda cubrir.

Extensos depósitos de rodolitos se presentan en el Golfo de California tanto en el Plioceno como en el Pleistoceno, tanto como individuos completos o como abundantes fragmentos (Ortlieb, 1978; Meldahl, 1993; Dorsey 1997; Simian and Jonson 1997), así como en la actualidad se presentan ampliamente representados (Foster *et al.* 1997).

Capas con abundantes rodolitos arbustivos que fluctúan en tamaño de 2 a 10 cm se presentan en dos tipos de condiciones. El primero con fondos suaves submareales de 2 a 12 m de profundidad, de pendiente suave sujetos a efecto moderado del oleaje. El segundo conjunto de condiciones se presenta en canales semi-horizontales formados por corrientes de marea (capas de corriente) debajo de los 12 m de profundidad. De manera individual y dispersa, es posible encontrar individuos arborescentes densamente empaquetados de hasta de 1 cm de diámetro, en costas más expuestas al oleaje acompañados por guijarros y arena. La abundancia relativa de formas arbustivas así como la de densidad de ramas y su esfericidad es más común encontrarlas en capas de oleaje. La diversidad en el follaje de los individuos esta en función directa de la energía del oleaje (Foster *et al.* 1997).

Los ejemplares identificados dentro de las capas carbonatadas en Cuenca San Nicolás representan los tres tipos, predominando los que representan condiciones de exposición al oleaje. Destaca la alta abundancia de este tipo de material dentro de las capas sedimentarias marinas.

Amalgamadas dentro de estas unidades carbonatadas, se presentan coquinas que varían de 1 a 2 m en la mayoría de las secciones medidas dentro de la cuenca de San Nicolás (Fig. 24). Estas mismas capas son reportadas en conjunto con las unidades de conglomerado y carbonatadas en una síntesis elaborada por Meldhal en 1993, en la cual él describe sedimentos marinos del Plioceno, Pleistoceno y modernos para la margen occidental del Golfo de California. Dentro de estas unidades sedimentarias describe areniscas fosilíferas marinas someras, conglomerados y gravas. La interpretación de estos depósitos indica que fueron originados en condiciones someras, dentro de un rango de profundidad de 10 a 15 m, basándose en: el delgado espesor de las capas (<5m); la presencia de conglomerados y gravas marinos volcanoclásticos y que su correlación con unidades terrestres es evidente en la actualidad. Otra evidencia de su origen somero, es la presencia de facies que representan canales por marea, planicies costeras y playas. Es común encontrar al coral *Porites californica* dentro de los depósitos indicando profundidades que van de los 2 a los 15 m. Muchos de los fósiles de molusco



Figura 24.- Fotografía de una capa de coquina, como capa residual [lag deposit] observable en arroyo La Ballena.

encontrados habitan los ambientes litorales o sublitoral somero. La actividad biológica registrada por las trazas de *Ophiomorpha nodosa* y *Thalassinoides* registran la actividad de camarones caliaáceos que habitan en la zona intermareal o sublitoral somera. Dentro de la descripción de lo que él denomina capas de conchas (shell beds), predomina para la zona de Baja California Sur,

la presencia de moluscos y en menor proporción corales, aun cuando su relación incluye tanto al Plioceno como al Pleistoceno.

Meldhal (1993) propone cinco diferentes tipos de capas de conchas; capas de comunidades; capas por tormenta; capas de berma de playa; capas de canal por marea; y capas de flujo por oleaje/corriente (Meldhal 1993, Tabla 2, Fig. 5a,b).

Las capas de comunidad son conjuntos autóctonos de moluscos o moluscos y corales formados en ambientes submareales en sustratos arenosos o arenoso-rocosos. Estas capas se presentan en forma tabular o lenticular de 10 a 85 cm de espesor, pudiéndose extender lateralmente por varios metros hasta un kilómetro. Del 10 al 15 % de los bivalvos se preservan en posición de vida, la fragmentación y la abrasión es baja, la bioerosión es baja a moderada y la incrustación es baja. Las capas se presentan dentro de una matriz de fragmentos biogenos. La estratificación interna es planar, siendo raro que se presente, pudiendo ser borrada por bioturbación. Las marcas de *Thalassinoides* son comunes. La base de la capa puede presentar muy diversos tipos de contacto, los contactos superiores son gradacionales o muy marcados. Generalmente una o dos especies dominan cada capa. Cuando se trata de un sustrato de grava y la comunidad es enfaunal/epifaunal, la dominancia es de *Codakia distinguenda*, *Trachycardium sp*, *Dosina ponderos* y *Glycyremis sp*. Cuando el sustrato es arena y grava, la dominancia se da por los bivalvos *Spondylus sp*, *Pecten vogdesi*, *Lyropecten bakeri* o *Argiopeten sp*.

Comunidades epifaunales en sustratos de cantos rodados están dominadas por los corales *Porites californica* o *Pocillopora robusta*.

Las capas por tormenta pueden generarse como resultado de la acción de la tormenta la cual puede inducir depósitos residuales de conchas (shell lags) por remoción del material de la matriz ó exhumación de organismos presentes en el sustrato y lo más común que es la remoción de los organismos presentes en la costa (Aigner 1985). La frecuencia de las tormentas en la zona de depositación, puede generar una secuencia amalgamada (Dott and Bourgeois 1982), de tal forma que el enterramiento rápido da como resultado una excelente preservación del conjunto que puede contener individuos enterrados en vida (Meldhal 1993) (Fig. 25).

Las características esperadas, asociadas con una capa por tormenta son; un contacto basal erosivo; la probable presencia de estratificación cruzada acunada o hamacada; decremento en la densidad de conchas de la base hacia la cima; evidencia de enterramiento en vida; y muchas conchas con una baja presencia de abrasión, fragmentación, bioerosión e incrustación. Las capas amalgamadas, suelen presentarse de dentro de la sección por varias decenas de metros y presentar una gradación hacia los finos hacia la cima de la capa, la cual se puede presentar de manera tabular o lenticular.

Las capas de canal por marea presentan en contraste un aspecto lenticular, ya que son rellenos de canal, variando su espesor de 0.50 a 2.50 m erosionando capas previamente depositadas. La capa esta conformada por una



Figura 25.- Capa por tormenta en arroyo La Ballena, son observables organismos en posición de vida.

matriz de conchas, generando estratificación cruzada de medio a alto grado de inclinación. No se observa bioturbación, con la excepción de la base del canal. Las valvas están desarticuladas y la fragmentación y la bioerosión son altas, la

abrasión moderada y la incrustación es de baja a totalmente ausente (Meldhal 1993).

Las capas de flujo por oleaje/corriente, se caracterizan por presentarse de manera tabular o en capas delgadas de 12 a 80 cm de espesor, pudiéndose extender lateralmente de 10 m hasta más de 10 Km. El contacto inferior es muy marcado o graduando muy rápidamente y raramente erosional, el contacto superior es generalmente gradacional. La estratificación interna se presenta como capas planas o con estratificación cruzada de bajo grado, aun cuando la bioturbación puede ser muy abundante y obscurecerla. La estructura puede estar soportada por conchas o en el menor de los casos por la presencia de una matriz. Los individuos se presentan muy abrasionados, así como muy fragmentados, siendo muy raros los ejemplares articulados o ausentes. La bioerosión es muy alta y la incrustación muy baja, la diversidad de especies es alta. Los depósitos representan una concentración eficiente a lo largo de un período de tiempo amplio, por efecto del retrabajo de las olas y las corrientes. Eventos de tormenta pueden haber iniciado la concentración de estas capas de conchas, en donde la arena es transportada hasta formar rizaduras y las conchas se mantienen en su sitio, constituyendo un depósito residual (lag deposit) (Meldhal 1993).

Basándose en el trabajo de Meldhal de 1993, se puede identificar a las capas por tormenta, como las más representativas dentro de las secuencias marinas en Cuenca San Nicolás. Las capas de canal por marea y a las capas

de flujo por oleaje (Fig. 26) y o corriente, aun cuando presentes, son relativamente escasas. Esta frecuente presencia de capas por tormenta, indica una baja razón de sedimentación entre capa y capa.

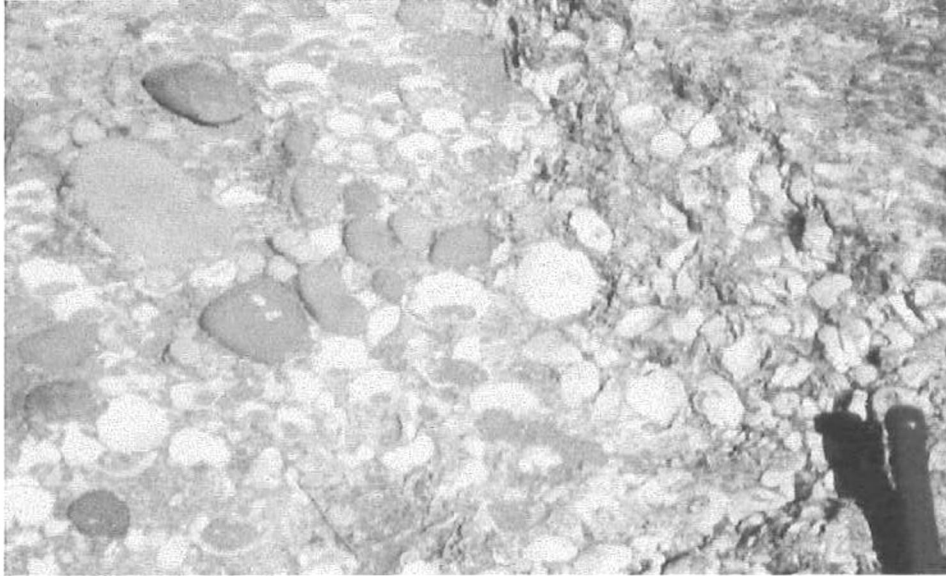


Figura 26.- Capas de flujo por oleaje en arroyo El Saucito.

Las capas de conglomerado marino fosilífero del Plioceno se interpretan como asociadas con eventos de tormenta, las cuales una vez transportadas por estos eventos extraordinarios son re TRABAJADAS por el oleaje y las corrientes por mareas. La alternancia de capas de biocalcarenita o calcirudita, ambas de origen marino, así como la presencia de fósiles de organismos marinos dentro de las capas de conglomerado apoyan esta interpretación. El re trabajo de conglomerados por oleaje y marea no es un concepto novedoso (Bourgeois and Leithold, 1984), sin embargo, dentro de la región de este trabajo, esta posibilidad no ha sido reconocida hasta la fecha en la interpretación de este tipo

de depósitos, por lo cual algunos de los reportes a la fecha deberán de ser reevaluados (McFall 1968; Ortlieb 1978; Staines-Urias 1996) ya que se han incluido como depósitos asociados con terrazas marinas del Pleistoceno, en particular con el estadio isotópico **5e** de hace 125 Ka. Si bien algunos de los depósitos costeros son en efecto depósitos de terraza marina, no todos los conglomerados marinos fosilíferos asociados con Cuenca San Nicolás o en la región en general son del Pleistoceno. Esta es una confusión en la que es muy fácil incurrir, ya que al ser los organismos marinos someros y estar asociados con fragmentos de roca volcánica muy bien redondeados se favorece a la hipótesis de estar asociados con la línea de costa (Bourgeois and Leithold, 1984). El alto grado de redondez y esfericidad alcanzado por los fragmentos de roca volcánica, erosionada a partir de la brecha volcánica, se debe a la textura original de la misma como fragmentos de la brecha volcánica (Fig. 27).

ICNOFOSILES:

Las capas de biocalcarenita presentan en algunas de ellas, de escasos a muy abundantes icnofósiles identificados como *Thalassinoides*, *Skolithos* y *Ophiomorpha nodosa* (Fig. 19).

Las icnofacies, tanto las locales como las arquetípicas (Frey *et al.* 1990), son resultado no solo de una serie de factores ecológicos y ambientales que condicionan el tipo de biocenosis bentónica, sino también de una serie de factores conservacionales que determinan qué elementos de la icnocenosis original pueden ser conservados como trazas fósiles. Así pues, las icnofacies



Figura 27.- Detalle de la textura de una capa de la brecha volcánica, en el cual se observan los fragmentos subredondeados de material volcánico.

comparten características de biofacies y de tafofacies (Bromley y Asgaard, 1991). En las diferentes icnofacies arquetípicas definidas, la importancia de cada uno de los dos condicionantes es variable. En algunas de ellas los aspectos conservacionales son dominantes sobre los ecológicos y viceversa. En cualquier caso, dado que ambos están directamente relacionados con aspectos ambientales y sedimentológicos, este hecho no menoscaba en absoluto su potencial como indicadores paleoambientales (Gibert y Martinell 1998).

El modelo de icnofacies arquetípicas es un conjunto heterogéneo en el que

se reúnen icnofacies definidas únicamente a partir de las características del substrato, otras controladas fundamentalmente por aspectos ecológicos y otras en que los aspectos conservacionales son predominantes. Esto hace que su clasificación presente ciertas dificultades y diversas posibilidades (Gibert y Martinell 1998).

La icnofacies de Skolithos (Seilacher, 1964) corresponde a medios deposicionales de elevada energía hidrodinámica, habitualmente con frecuentes fenómenos erosivos. Los procesos erosivos eliminan posibles estructuras biogénicas producidas por sedimentívoros y suspensívoros en los niveles más superficiales del sedimento (Bromley y Asgaard, 1991). El resultado es una asociación con baja diversidad dominada por las estructuras más profundas que incluyen fundamentalmente pozos verticales (*Skolithos*, *Ophiomorpha*) y estructuras de equilibrio (*Diplocrateron*, *Conichnus*). Ocasionalmente, cuando la erosión no es tan importante, estructuras de depositívoros, tales como *Macaronichnus* o *Dacryloidites* pueden también conservarse (Gibert *et al.*, 1996). La icnofacies de Skolithos es típica de ambientes arenosos, tales como zonas litorales y sublitorales de playas, barras arenosas o frentes deltáicos. Aunque típicamente marina somera, la icnofacies de Skolithos puede también aparecer en medios marinos profundos cuando la existencia de corrientes de fondo proporciona condiciones similares a las citadas anteriormente, como por ejemplo en canales distributarios de abanicos submarinos (Frey *et al.*, 1990).

La icnofacies de Arenicolites fue definida por Bromley y Asgaard (1991) para

cubrir asociaciones de trazas fósiles con baja diversidad y dominadas por madrigueras verticales de organismos suspensívoros que aparecen asociadas a niveles arenosos resultado de deposición episódica (principalmente tempestitas) en medios texturalmente incongruentes. Estas asociaciones representan rápida colonización de los depósitos arenosos por una comunidad de organismos oportunistas que son en corto plazo desplazados por la comunidad bentónica de buen tiempo cuando se recuperan las condiciones previas al evento deposicional. Esta icnofacies aparece en depósitos de la plataforma interna principalmente, y también en depósitos marinos profundos y continentales (Bromley y Asgaard, 1991). Los constituyentes más comunes son *Skolithos*, *Arenicolites* y *Polykiadichnus* (Fig. 28).



Figura 28.- Biocalcirudita con presencia de trazas de *Skolithos*, en arroyo San Nicolás.

Normalmente las asociaciones que Bromley y Asgaard (1991) adjudican a esta icnofacies, habían sido atribuidas a la icnofacies de Skolithos. Sin embargo, como señala Bromley (1996), ambas corresponden a condiciones ambientales muy diferentes. Mientras la icnofacies de Skolithos representa la actividad de comunidades bentónicas adaptadas a energía elevada y substratos móviles, la icnofacies de *Arenicolites* es producida por la colonización bajo condiciones energéticas tranquilas de substratos arenosos depositados en eventos deposicionales de alta energía. Ambas icnofacies gradúan entre ellas en la zona de transición de la plataforma interna y la zona, donde los depósitos asociados a eventos de tormenta se hacen más frecuentes, produciendo unas condiciones energéticas elevadas de manera más continua. Frey y Goidring (1992) y Goidring (1993) critican la validez de esta icnofacies con base en la escasa presencia de *Arenicolites* en asociaciones post-tormenta y, sobre todo, porque consideran que ignora la diversidad de trazas fósiles asociadas a niveles de tormenta (Frey, 1990). Así por ejemplo, algunas asociaciones correspondientes a la colonización de depósitos de tormenta por organismos sedimentívoros vágiles que darían lugar a trazas de pastoreo tipo *Planolites* o *Scalarituba* (Gibert y Martinell, 1995) no tendrían lugar en esta icnofacies pese a su similitud sedimentológica.

La icnofacies Cruziana (Bromley, 1996), misma que es característica de la zona que queda comprendida entre la zona intermareal diaria, hasta la base de la ola de tormenta y representa una de las asociaciones de huellas fósiles más

ampliamente distribuidas (Ekdale *et al.*, 1984). Cruziana es una facies de diversidad biológica alta, reflejada por una variedad etológica importante de huellas horizontales y verticales del tipo Pascihnia (*Helminthopsis*, *Cruziana* o *Phycosiphon*) o Fodinichnia (*Thalassinoides*, *Rhizocorallium* o *Reichnichnus*) (Bromley, 1996). La icnofacies Cruziana puede presentarse alternándose con la icnofacies de Arenicolites, en la cual Cruziana representa las condiciones normales, no asociadas con tormenta y Arenicolites a la colonización de depósitos por tormenta.

La frecuente y de manera puntual abundante presencia de *Thalassinoides*, en casi todas las unidades de biocalcarenita o biocalcirudita dentro de la cuenca, es indicativa de una actividad biológica oportunística entre cada evento de caída de flujos sedimentarios en condiciones de alta energía, interpretándose su asociación dentro de la icnofacies Arenicolites.

CORRELACION CRONOESTRATIGRAFICA:

La determinación de la edad para la Cuenca San Nicolás se encuentra limitada a una relación regional con el principal episodio extensional, que originó el Proto-golfo de California (12-14 Ma) que ha sido relacionado con el desarrollo de Basin and Range (Karig y Jensky 1972; Stock y Hodges 1989), indicándonos este evento como su máxima edad probable.

La presencia abundante en algunas capas de biocalcarenita y biocalcirudita del equinodermo *Clypeaster bowersii*, extinto en el Plioceno Medio (Durham, 1950), permite otorgar una edad relativa al depósito. Sin

embargo, las capas primeramente depositadas son las denominadas Tobas San Antonio, por lo cual su fechado sería un dato más contundente en la determinación de la edad de la cuenca.

Los intentos de determinación radiométrica sobre las muestras colectadas en las tobas, por medio de la presencia de biotita o sanidino, no han sido exitosos, aun cuando se ha intentado en varias replicas y diferentes muestras.

Por lo anterior y basándose en el trabajo de campo se ha determinado que la fuente de este material volcánico se encuentra fuera de la cuenca. Por lo cual la posible identificación de la fuente permitiría correlacionar unidades y de ahí establecer la edad de las tobas dentro de la Cuenca San Nicolás,

El complejo volcánico de Mancenares (CVM), localizado al sur de Cuenca San Nicolás (Fig. 23), está representado por un estratovolcán principal denominado Cerro Mancenares, y por varios conos adventicios que son tanto previos como posteriores al estratovolcán (Bigioggero *et al*, 1995). Los productos volcánicos del CVM se han dividido en varias unidades informales. La más antigua; Unidad San Juanico compuesta de domos y rocas piroclásticas asociadas. Constituidos por lavas en bloques, flujos de lava riolítica con estructura perlítica y depósitos de avalancha, intercalados con areniscas marinas y limolitas de la cuenca Loreto en San Juanico, con una edad determinada por McLean (1988) de 3.3 ± 0.5 Ma. La segunda unidad se denomina Mancenares, caracterizada por una gruesa secuencia de flujos de

lava, domos, brechas y depósitos piroclásticos. Todos asociados con el estratovolcán. La parte baja de la sección esta dominada por escoria andesítica roja y negra y capas de lava de lapilli, las cuales son principalmente tobas de caída (Bigioggero *et al*, 1995). Los mejores afloramientos se presentan al norte de Cerro Mencenares. Existe una gran abundancia de ceniza en la matriz, así como fragmentos líticos, los cuales en conjunto con la ausencia de fragmentos juveniles de pumicita, son indicativos de actividad explosiva hidromagmática. El fechado de la parte superior de la secuencia indica una edad de 1.86 ± 0.1 Ma (MV2 de Bigioggero *et al*, 1995). El estratovolcán fue disectado por fallas nortesur sobre las cuales se desarrolló un graben central. Esta estructura ha sido identificada como asociada a un régimen de rift.

Las muestras de la unidad San Juanico son riolitas cálcico-alcálicas, con una variación de sílice de 70 a 75 % en peso. La razón de K/Rb es alta variando de 300 a 500, el Sr es alto de 164 a 420 ppm mientras que el Rb es bajo de 50 a 80 ppm y el Y de 12 a 18 ppm, que son comparables a las riolitas presentes dentro del Grupo Comondú (Hausback, 1984).

La unidad Mencenares está representada principalmente por andesitas cálcico-alcálicas a dacitas, con andesitas y dacitas de alto contenido de sílice en la unidad MV1 (Bigioggero *et al*, 1995).

En el CVM se presentó una fase de magmatismo de medio-alto contenido de potasio que puede estar relacionado con un componente relicto de arco y que decrece hacia el oeste. El cambio de magmatismo de subducción

a uno transicional se asocia con el principio de la extensión de Basin and Range (Bigioggero et al, 1995).

Muestras de la Toba San Antonio fueron analizadas para determinar su contenido de elementos de tierras raras (REE), en el laboratorio de geoquímica de Washington State University (Tabla III).

Los resultados fueron representados y equiparados con los datos publicados por Bigioggero et al, en 1995, en los gráficos generados por el programa NEWPET (Clarke 1991) (Fig. 29, 30, 31).

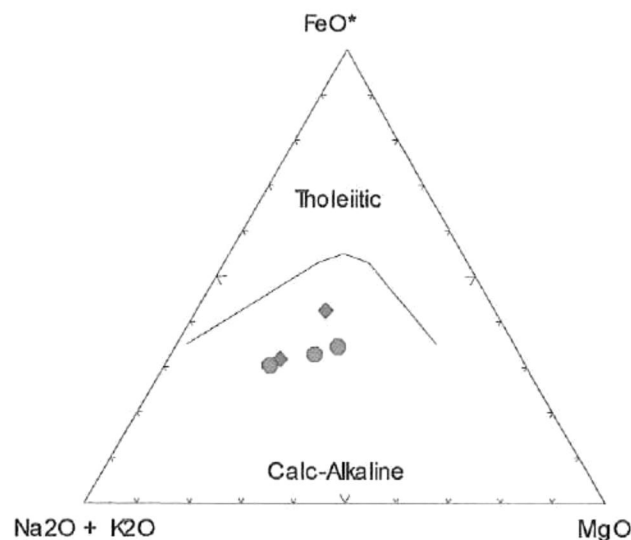


Figura 29.- Caracterización de tobas del CVM [rojo] y tobas San Antonio [verde] de acuerdo con el trabajo de Irvine & Baragar [Fig. 2, 1971].

Los dos grupos de muestras son similares como es posible observar en los gráficos, por lo cual basándose en esta correlación es posible asignarle una edad radiométrica de 3.3 ± 0.5 Ma. El patrón de distribución de estas unidades

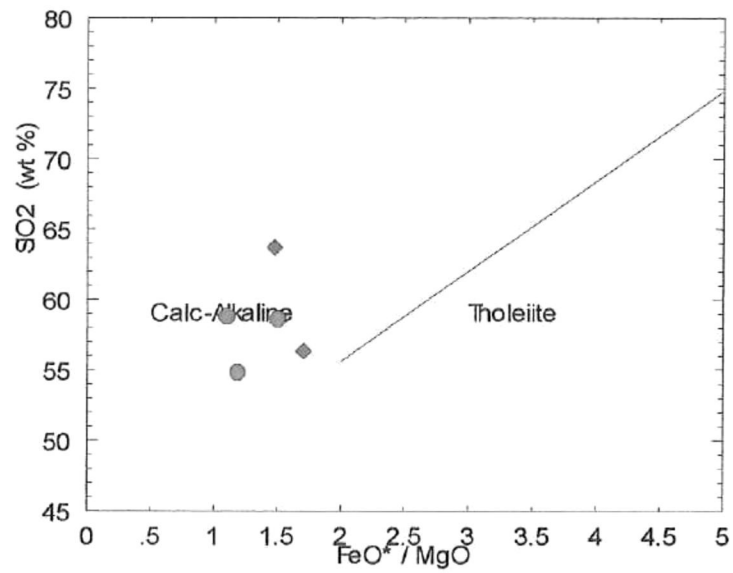


Figura 30.- Caracterización de tobas del CVM [rojo] y tobas San Antonio [verde] de acuerdo con el trabajo de Miyashiro [Fig. 1a, 1974].

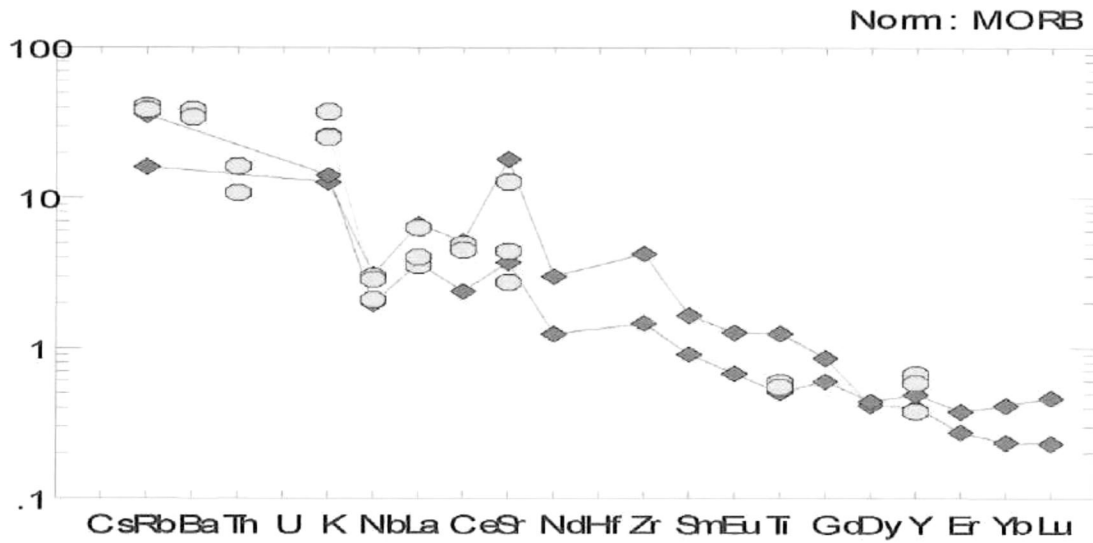


Figura 31.- Caracterización de tobas del CVM [rojo] y tobas San Antonio [verde] de acuerdo con el trabajo de Clarke [1991], para elementos de tierras raras [REE].

piroclásticas es consistente con la presencia de escasas esquirlas de vidrio volcánico en Santa Rosalita, al noreste de Cuenca San Nicolás (Ledesma-Vázquez *et al.* 1997).

De acuerdo con los resultados de Cande and Kent (1995; en Johnson and Ledesma-Vázquez 1999) la posición relativa del nivel del mar para el Mioceno y Plioceno, reflejan un levantamiento del nivel del mar iniciándose hace 3.7 Ma con su máximo en 3.6 Ma (evento TB 3.6), con una posición relativa del nivel del mar ligeramente por encima de los 50 m (Fig. 32). Por lo que, si la edad de las tobas es de 3.3 ± 0.5 Ma, entonces la cuenca debió de estar sujeta al mismo tiempo a una subsidencia termal, ya que el límite máximo superior alcanzado durante la sedimentación de las unidades es de 100 m s.n.m.m., por lo cual se puede interpretar que la cuenca se mantuvo en subsidencia rápida por un amplio periodo de tiempo. Mientras que para toda la región del golfo la subsidencia tectónica debió de reducirse substancialmente hace 12 Ma (Winkler y Kidwell 1996). La alta razón de subsidencia y el entrapamiento de sedimentos en el depocentro cercano a la falla maestra de los volcanes, induce a que el resto de la cuenca se comporte como una cuenca hambrienta (Burns *et al.* 1997) (Fig. 33). Esta interpretación es secundada por la alta frecuencia en las capas de conchas por tormenta y la colonización de algunas de ellas. Una tercera línea de evidencia, lo constituye la ausencia casi total de registros de línea de costa rocosas, los cuales se presentan muy

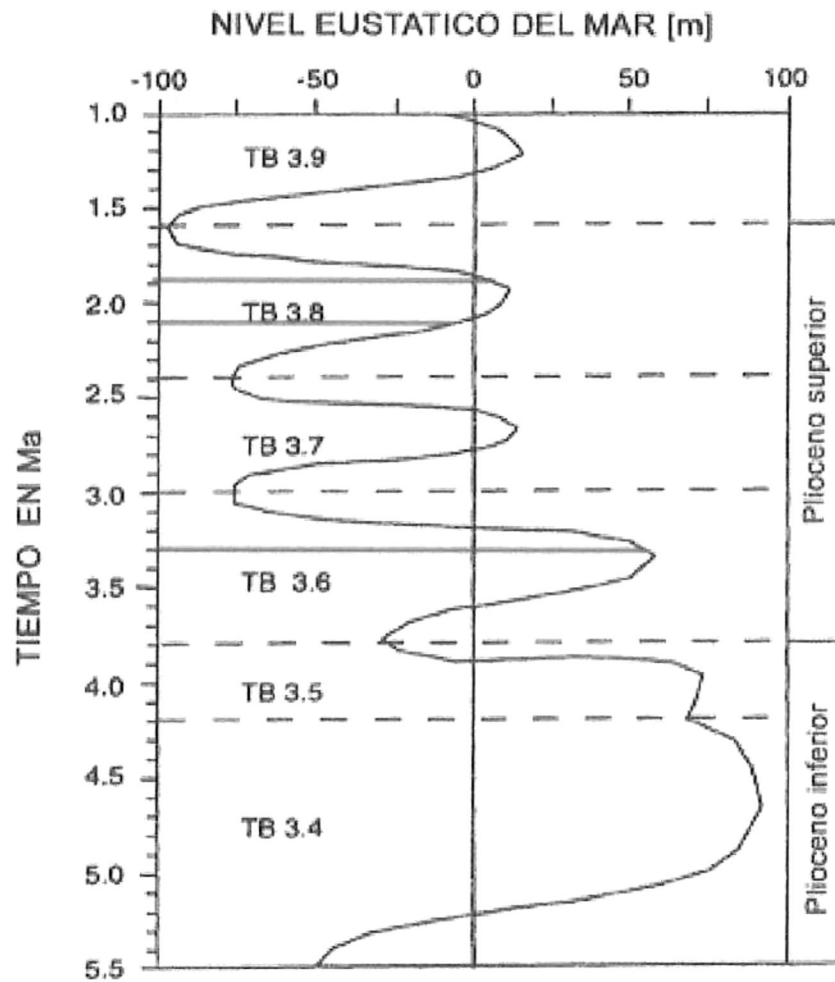


Figura 32.- Curva del nivel eustático del mar para el Mioceno-Plioceno, marcando las edades de las unidades del CVM [Cande and Kent 1995; en Johnson and Ledesma-Vázquez 1999].

frecuentemente en otras cuencas de la región (Johnson *et al.* 1997; Simian and Johnson, 1997; Libbey and Johnson, 1997; Johnson and Ledesma-Vázquez 1999; Ledesma-Vázquez and Johnson, 1993). Esta ausencia es interpretada como el resultado de una variación rápida en la posición relativa del nivel del

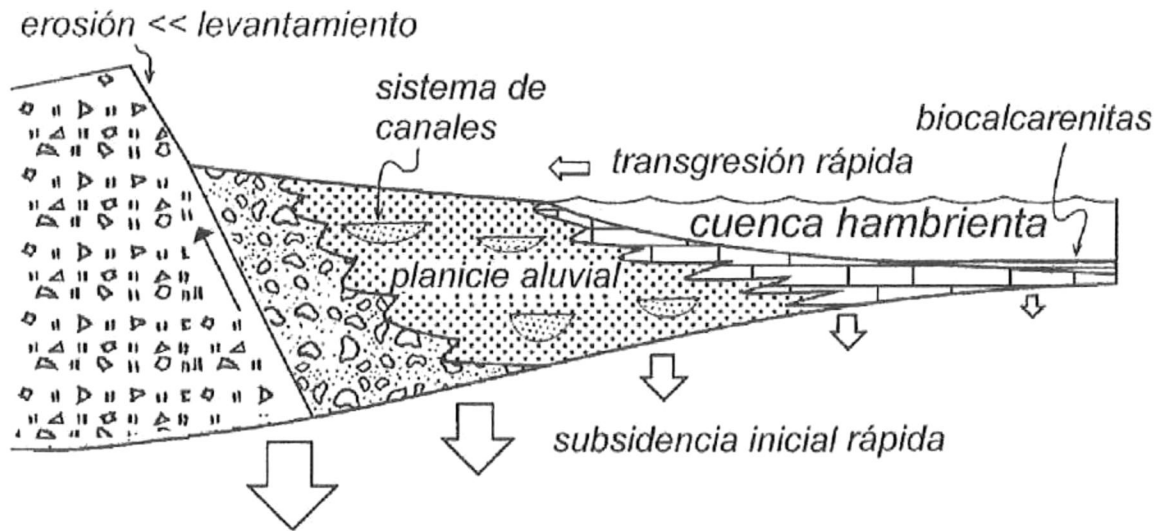


Figura 33.- Sección diagramática para una cuenca extensional en subsidencia, modificada de Burns et al. [1997].

mar, por lo cual no existieron las condiciones apropiadas para su formación. La presencia de una sola localidad con este tipo de registros se presenta a los 100 m de altura, en contacto discordante angular con rocas de la brecha volcánica (Fig. 34).

LITOESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA SAN NICOLÁS:

En base en las características litológicas de las unidades presentes en Cuenca San Nicolás se propone la Formación San Nicolás (nueva unidad), para designar a las unidades depositadas dentro de la cuenca del mismo nombre en el Plioceno de Baja California Sur.

La Formación San Nicolás se compone de cuatro miembros: Tobas San Antonio, Conglomerado Los Volcanes, Lodolita Arroyo Amarillo y el Miembro El Saucito.



Figura 34.- Vista de la única localidad que presenta depósitos de línea de costa rocosa, a 100 m de altura, en arroyo San Nicolás.

El Miembro Tobas San Antonio se presenta en la parte sureste de la cuenca, cercano a punta San Antonio y es el miembro más viejo de la Formación San Nicolás. La localidad tipo se ha designado dentro del embahiamiento San Antonio en la localidad PSAC6 (Coordenadas $26^{\circ} 31.470' N$ y $111^{\circ} 28.090' W$)(Fig. 35). Se presentan capas de ceniza volcánica, con echados promedio de 12° se presentan en la parte sur de la cuenca San Nicolás de manera discordante angular sobre bloques inclinados con echados mayores a los 20° y

hasta 45° constituidos por la brecha volcánica perteneciente a la Andesita de

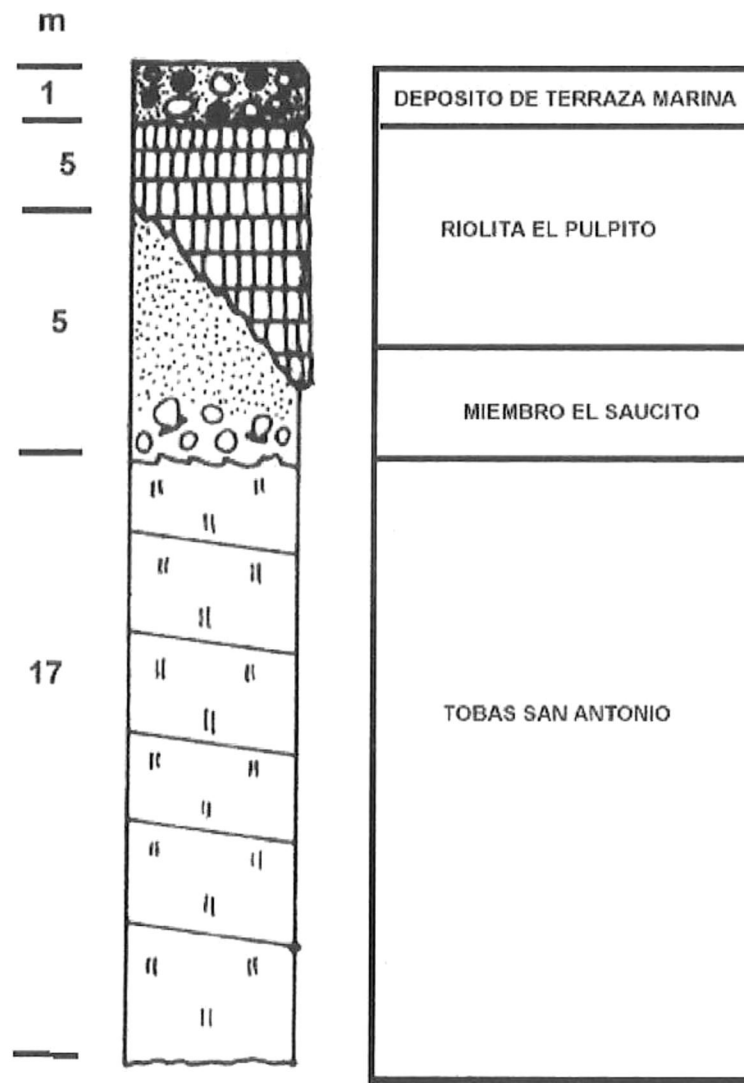


Figura 35.- Columna estratigráfica medida en el embahiamiento San Antonio, localidad tipo para Miembro Tobas San Antonio.

Sierra Santa Lucia. Es una toba de grano muy fino, de color café claro pálido, que intemperiza a colores rojizos, bien estratificada con capas de 5 a 40 cm con echados muy variables de 7° a 19°. El máximo espesor medido es de 30 m en la localidad PSAC7. En algunas de las secciones medidas se presenta un aspecto ceroso y tacto graso. El echado es sindeposicional, ya que se presentan en contacto discordante con los bloques volcánicos y volcanoclásticos muy inclinados y las tobas se acomodan sobre esta paleopendiente, adquiriendo echados muy elevados sindeposicionales. Hacia la cima de la sección, algunas de las capas han sido claramente retrabajadas y se presentan interestratificadas con capas de arenisca de 1 a 20 cm de espesor, localmente los espesores de estas capas de mezcla pueden ser hasta de 15 m. En contacto discordante erosivo o angular se presentan sobre las tobas, capas de biocalcarenitas o coquinas.

Miembro Conglomerado Los Volcanes, Se presenta conformado por cuatro litofacies para las cuales se considera a la sección tipo en la localidad AJC34 (Coordenadas 26° 29.35' N y 111° 33.11' W) (Fig. 36).

La litofacies 1, de paraconglomerado, está compuesta por clastos de 1 a 32 cm de diámetro, pobremente clasificado, en una abundante matriz terrígena de granos angulosos. Se divide en capas o paquetes con una extensión lateral no mayor de 15 m y un espesor de entre 6 y 10 m. Desprovistos de cualquier estructura, además de una burda estratificación horizontal. Los contactos entre capas son no erosivos y se observa una correlación positiva entre el tamaño

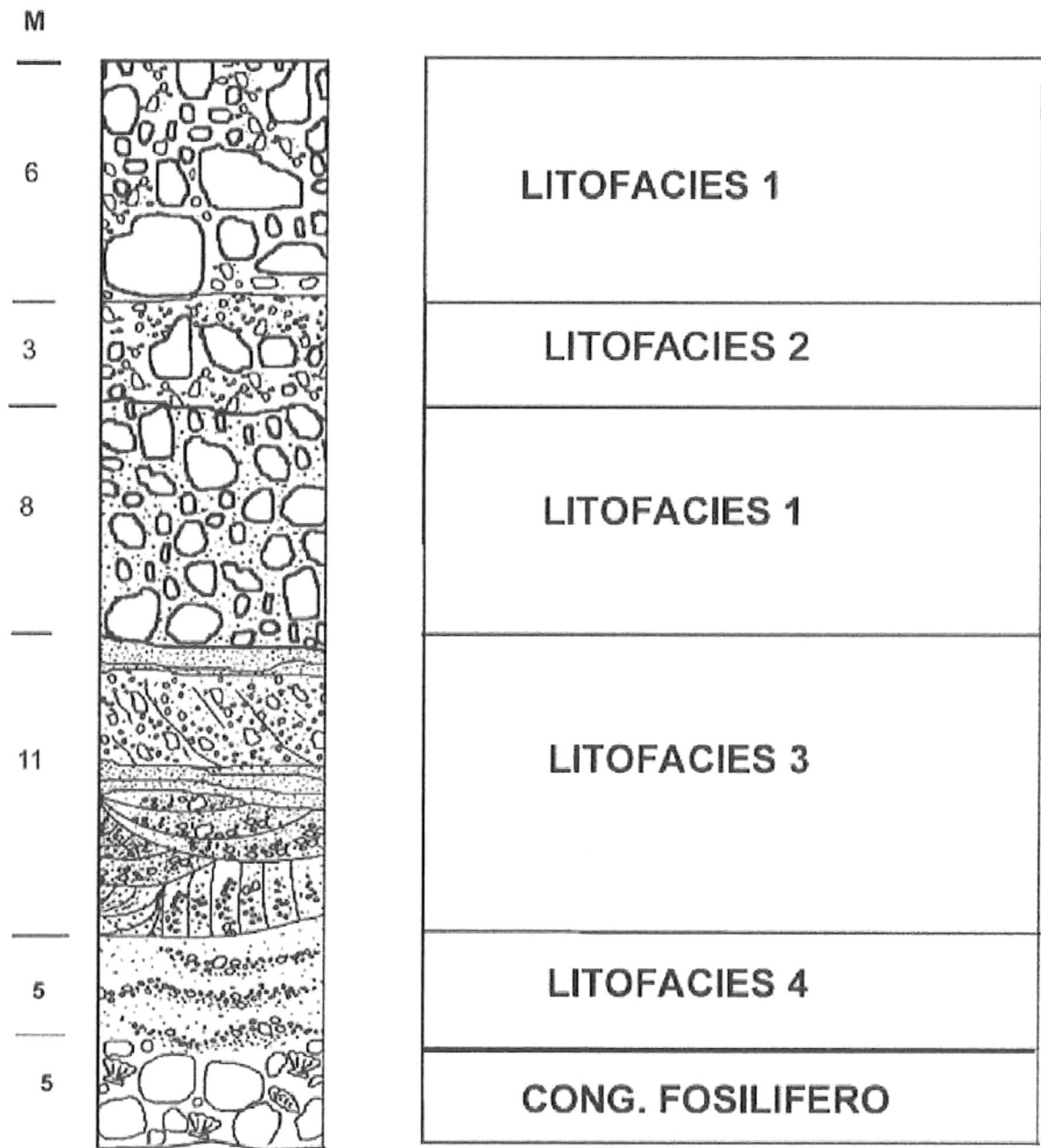


Figura 36.- Columna estratigráfica medida en arroyo Jacobo, localidad tipo para Miembro Conglomerado Los Volcanes.

promedio de los clastos y el espesor de la capa correspondiente. Algunos paraconglomerados exhiben una imbricación bien desarrollada, especialmente donde los clastos presentan un eje considerablemente mayor en las capas inferiores. Individualmente, los clastos, van de angulosos a redondeados.

En la litofacies 2 de ortoconglomerados, las capas son de conglomerados moderadamente clasificado, con escasa matriz terrígena (arena gruesa). Los máximos espesores medidos son de 20 m en Arroyo San Nicolás. Muestran una imbricación unimodal bien desarrollada. Algunas capas exhiben estratificación cruzada. Las capas se encuentran bien delimitadas por superficies erosivas, no son lateralmente extensivas y aparecen suprayaciendo a los paraconglomerados que conforman la litofacies 1, siendo depósitos menos abundantes. Individualmente, los clastos varían de 0.5 a 25 cm.

La litofacies 3, de flujos de derrame, esta compuesta por conglomerados aluviales que aparecen suprayaciendo a las litofacies 1 y 2. Se presentan capas de arenisca laminar u horizontes de cantos rodados de 1 a 5 cm de diámetro que presentan estratificación cruzada, separadas por superficies erosivas. Se observan superficies erosivas que truncan diferentes capas, con espesores menores a 1m y sobre las cuales se depositaron materiales más gruesos. Sobre estas superficies se presentan horizontes de conglomerado bien clasificado con escasa matriz y clastos de más de 10 cm de diámetro, donde la estratificación cruzada es menos evidente o no existe. En general esta litofacies presenta clastos cuyos diámetros varían de 1 a 12 cm. El espesor máximo medido de esta litofacies es de 35 m en arroyo San Nicolás. Los

conglomerados exhiben una imbricación bien desarrollada y, aunque existe una mayor disparidad en la dirección de imbricación, la tendencia general sigue señalando una dirección de paleocorriente SW-NE echado de los clastos es de 17° en promedio.

En la Litofacies 4. de flujos de manto, los conglomerados están bien clasificados con abundante matriz y clastos de 1 a 6, que interdigitan con los depósitos de la litofacies 3. Se observan lentes de arenisca gruesa y los contactos entre capas no son erosivos. Solo en algunos casos las bases de los lentes erosionan y deforman la zona adyacente del conglomerado, generando una superficie cóncava sobre la cual se redeposita el material. Los conglomerados presentan estratificación cruzada y se observan superficies erosivas transgresivas que generalmente, afectan solo una capa con menos de 1 m de penetración. El espesor máximo medido es de 10 m en arroyo San Nicolás.

Miembro Lodolita Arroyo Amarillo, esta mejor expuesta en el arroyo San Antonio y el arroyo Amarillo, siendo esta segunda localidad AA31 la considerada como tipo (Coordenadas 26° 31.06' N y 111° 34.20' W) (Fig. 37). Se presenta como la unidad más profunda de la secuencia sedimentaria marina. Limolita calcárea de color amarillo claro pálido, bien clasificada, de apariencia masiva a pobremente estratificada, en capas gruesas mayores a 1 m, sin fósiles, muy bioturbada con abundancia de icnofósiles de *Ophiomorpha nodosa*. El espesor máximo medido es de 10 m.

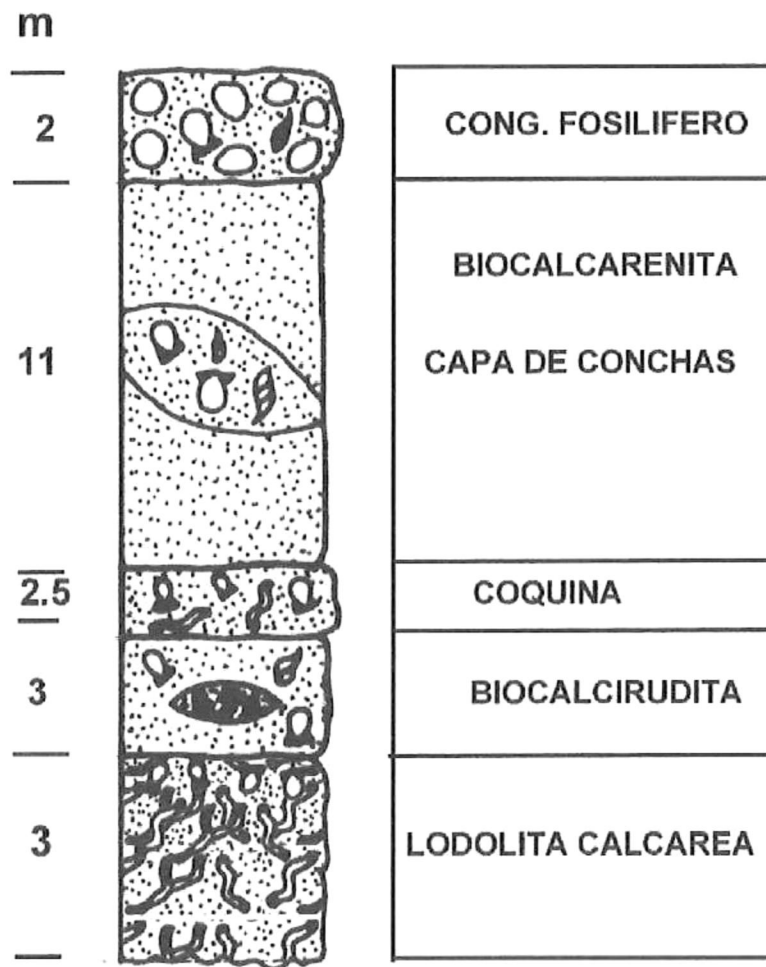


Figura 37.- Columna estratigráfica medida en arroyo Amarillo, localidad tipo para Miembro Lodolita Arroyo Amarillo.

El Miembro La Ballena, consiste en tres unidades interestratificadas, amalgamadas. La localidad tipo ha sido asignada dentro del cauce del arroyo La Ballena ALBC16 (Coordenadas 26° 31.222' N y 111° 31.112' W) (Fig. 38). El echado de todas las unidades es sumamente constante con 6° hacia el NE.

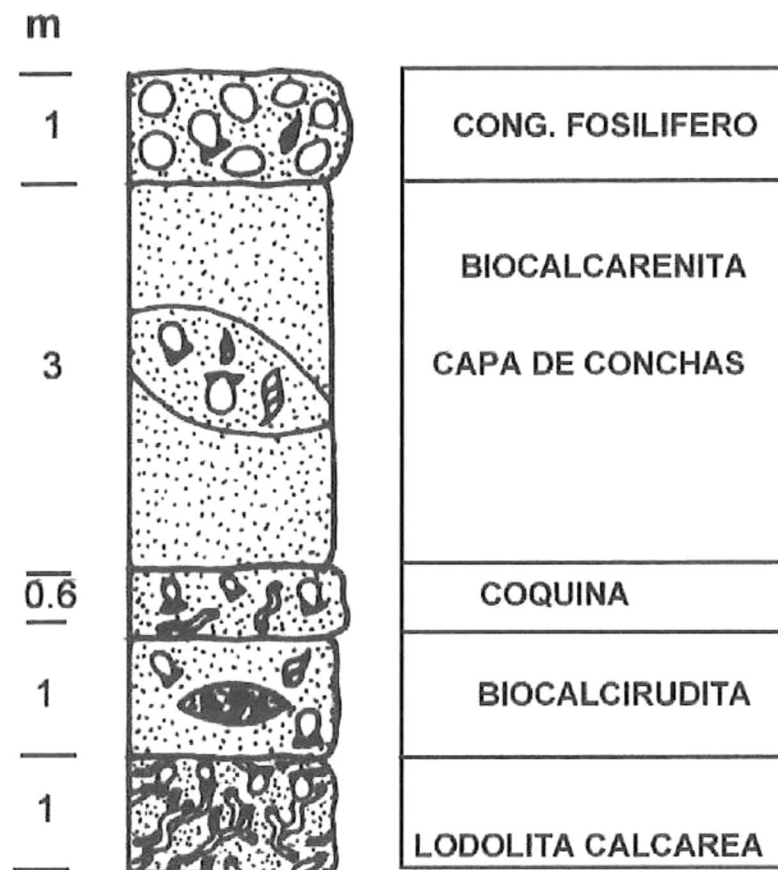


Figura 38.- Columna estratigráfica medida en arroyo La Ballena, localidad tipo para Miembro La Ballena.

Las capas de biocalcarenitas se presentan normalmente de 3 a 8 m de espesor, de moderadamente a muy bien estratificadas, de color amarillo pálido, se presenta también de un color rojizo por efecto de intemperismo a blanquecino, en ocasiones se observa estratificación cruzada de alto grado. El echado general de las capas es de 6° hacia el NE. Tienen un espesor máximo de 90 m dentro de la cuenca y se registra exclusivamente en la parte central de la misma. Sus constituyentes principales son fragmentos abrasionados de

rodolitos (de finos a muy finos) y fragmentos de moluscos dentro de los cuales se pueden identificar fragmentos de pectínidos, ostras, gasterópodos, bivalvos y espinas de erizo. Los rodolitos se presentan como nódulos concéntricos laminares de 1 a 3 mm en diámetro; fragmentos de aspecto cilíndrico que fluctúan de 3 a 4 mm de longitud y el tercer tipo lo constituyen individuos de follaje denso y compacto que se pueden presentar completos o rotos. Los fragmentos abrasionados de rodolitos constituyen el material más abundante y es difícil su identificación. La razón material biogénico a volcanoclástico dentro de la matriz es sumamente variable fluctuando de 8:2 hasta 2:8. Los fragmentos volcanoclásticos son derivados de los bloques de brecha volcánica y se presentan en tamaño arena fina a gruesa. Estas unidades son fosilíferas, presentando el mismo tipo de organismos que se presentan muy fragmentados en la matriz. Los fósiles pueden presentarse articulados o desarticulados. Los fragmentos de rodolitos y de moluscos se presentan en conjunto dentro de la matriz con granos bien redondeados y clasificados de fragmentos de rocas volcánicas y cristales desprendidos de las mismas, así como de matriz calcárea (micrita). Las capas de biocalcarenita presentan en algunas de ellas de escasos a muy abundantes icnofósiles identificados como *Thalassinoides*, *Skolithos* y *Ophiomorpha nodosa*.

Dentro de las capas de biocalcarenita, separando a un par de estas es común encontrar capas de delgadas a medianas de coquinas de pectinidos o de ostras de 0.20 a 2 m de espesor, con el mismo tipo de matriz. En estos casos el contacto inferior es siempre erosivo.

Las capas de conglomerado fosilífero marino se presentan masivas, sin gradación aparente con una matriz de biocalcarenita como la descrita anteriormente. La matriz puede variar a una biocalcarenita con gránulos y guijarros. Los clastos de esta unidad son fragmentos redondeados a subredondeados de rocas volcánicas de tamaño guija a canto rodado (0.20 a 1 m). La clasificación es de pobre a moderada. Los fragmentos de pectínidos, ostras y algún otro organismo son de mayor tamaño, Las capas de este tipo de conglomerado se presentan interestratificadas con la biocalcarenita. El contacto inferior es siempre erosivo y el superior es generalmente normal a transicional. Los espesores son muy constantes en toda la cuenca predominando 1 m como promedio y alcanzando ocasionalmente los 2 m.

No se ubico una localidad en la que se presentara de manera continua la sección, por lo cual se presenta una sección compuesta en la figura 39.

DEPOSITOS POR MAREAS (TIDALITES):

Dentro de las capas presentes en el Miembro El Saucito, se presentan hacia la cima, capas de .10 a 2 m de espesor, con casi 18 m de espesor total, con estratificación cruzada de alto grado en la localidad ASN1 (Fig. 40), presentando esta estratificación cruzada echados de 20° en la base y variando hacia la cima hasta 6°, el mismo tipo de capas se presentan en ASN2, con capas delgadas en la base con promedio de 2 cm, 12 m de espesor y echado de 14° y en un segundo paquete se presentan capas de 1 m de espesor en promedio, con 13 m de espesor total y echado de 18°, todo el paquete con el

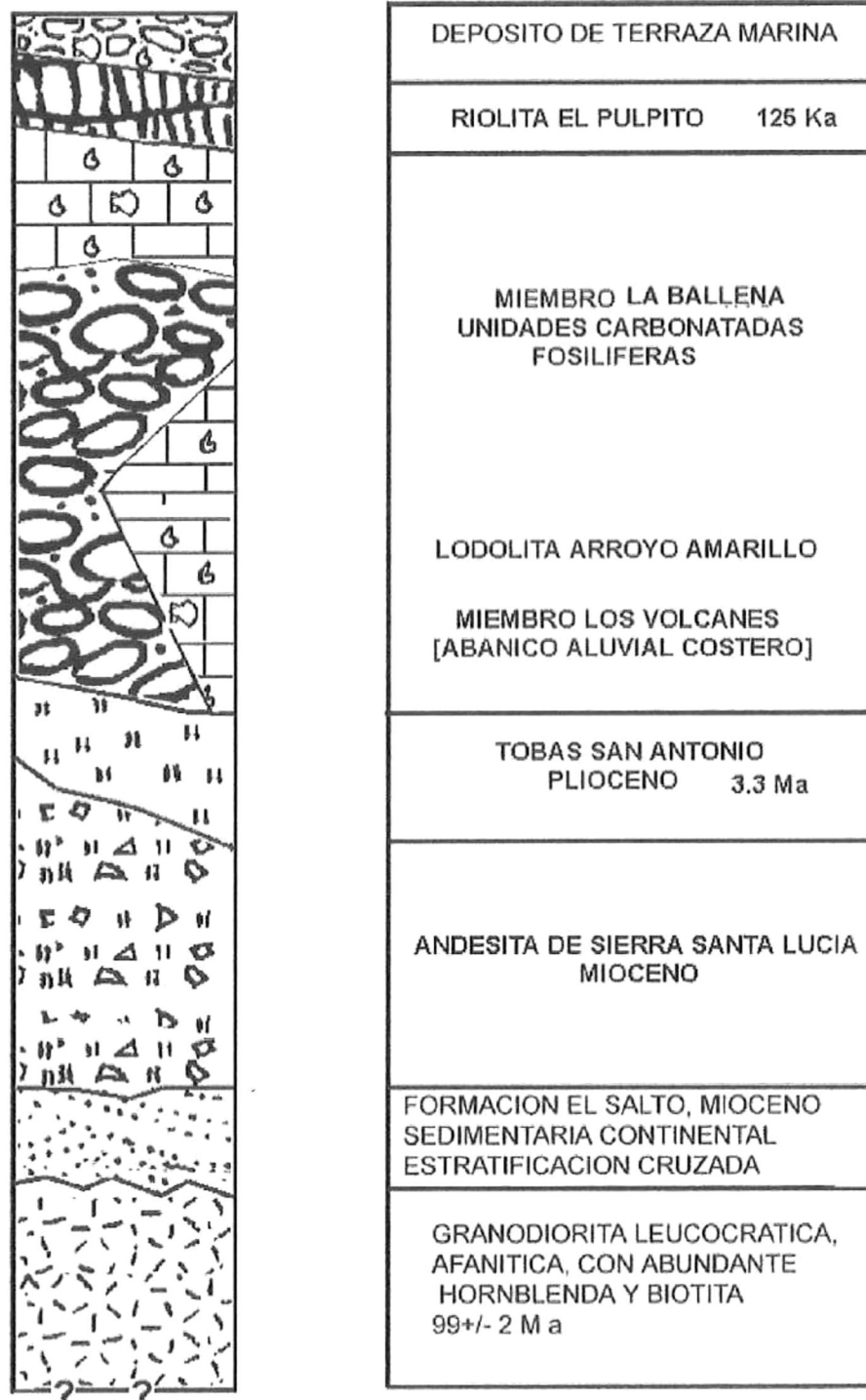


Figura 39.- Sección tipo compuesta para la Formación San Nicolás, del Plioceno tardío de Baja California Sur, México.

echado hacia el norte (Fig. 40). En estas dos localidades predomina la biocalcirudita como el material principal, asociado con fragmentos de roca volcánica, la descripción es idéntica a todas las demás capas del Miembro El Saucito.



Figura 40.- Vista hacia el noroeste en arroyo San Nicolás, en donde se observan capas del Miembro La Ballena, interpretadas como depósitos por marea.

Las dos localidades descritas arriba, nos muestran un echado sindeposicional, asociado con los flujos de corrientes por marea, en condiciones macromareales. Estas características en conjunto con su espesor total y su amplitud, nos permite identificarlas como ondas de arena (sand-waves) (Berné *et al.* 1998). Las capas presentan echados de 20° esto puede

asociarse a una sedimentación en la parte marginal del frente costero tipo ondas de arena, las cuales han sido caracterizadas por presentar ángulos del forset de 10-20° (Allen 1980) generadas por fuertes corrientes unidireccionales producidas por el oleaje de tormenta y los fuertes flujos de marea.

Estas ondas de arena se desarrollaron una vez que el nivel del mar rebasa el nivel máximo de las cimas de los bloques de material volcánico, con lo cual el flujo de marea no es bloqueado y se adquieren velocidades mínimas de 65 cm s^{-1} (Berné *et al.* 1988), esta velocidad puede ser aún mayor por presentarse la marea asociada con un cuerpo costero protegido.

Si ya hubiese existido conexión entre las aguas del Proto-golfo al norte y la boca del Golfo de California al sur, este tipo de condiciones por marea no se hubiesen desarrollado para la zona de estudio. Por lo anterior, se propone que la conexión entre ambos cuerpos de agua no se había alcanzado y que la cabeza del actual Golfo de California se presentaba muy cercana al área de Cuenca San Nicolás, durante el Plioceno tardío (Fig. 41).

La presencia de estas facies asociadas con flujos de marea, solamente en la porción central de la cuenca, fortalece la interpretación de un bloque central más profundo tal y como se propone para el modelo tectónico.

MODELO TECTONICO:

La evolución tectónica y tectono-sedimentaria de Cuenca San Nicolás esta directamente relacionada con el episodio extensional principal del

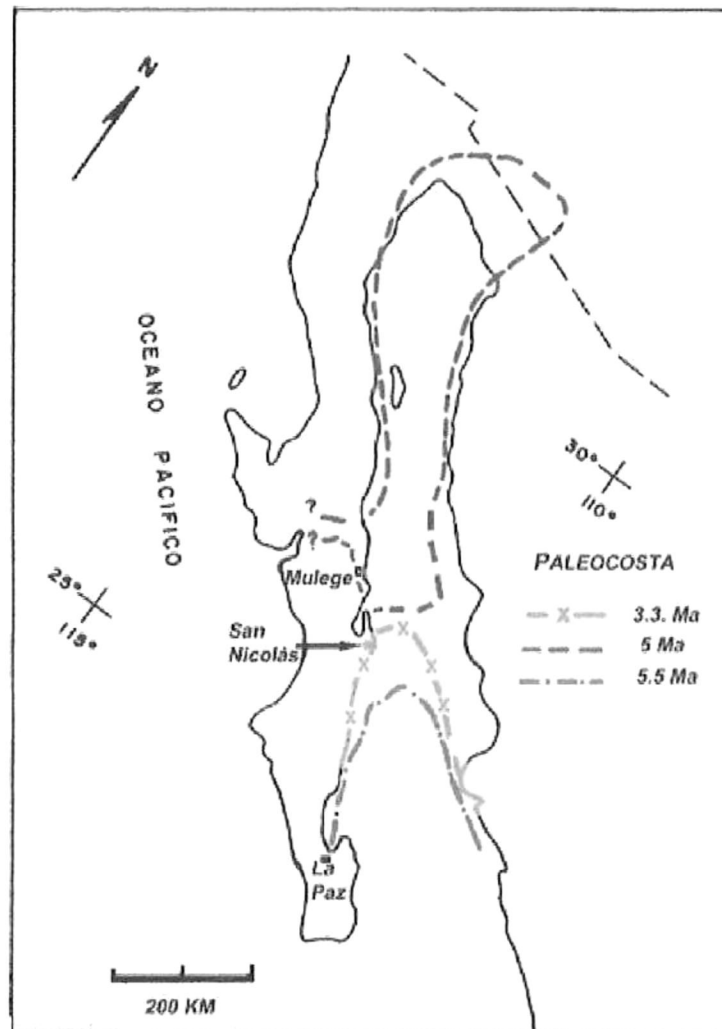


Figura 41.- Posiciones aproximadas de la línea de costa para el Protogolfo y Golfo de California. Modificado de Molina-Cruz (1994) y Helenes-Escamilla y Carreño (1999).

Mioceno, asociado con el de Basin and Range (Karig and Jansky 1972; Stock and Hodges 1989).

La evolución tectono-sedimentaria del Dominio Central de Baja California esta registrada por tres episodios principales: 1) Estratos pre-extensionales representados por los bloques de brecha volcánica de la Andesita de Sierra Santa Lucia, 2) La superficie discordante sin-extensional sobre los bloques

volcánicos basculados, y 3) La depositación de estratos post-extensionales representados por unidades sedimentarias del Mioceno tardío y Plioceno, como capas horizontales o como rampas carbonatadas (Ledesma- Vázquez and Johnson en revisión).

El elemento estructural básico en un rift continental se considera que es el medio graben, por lo cual la cuenca es asimétrica) (Ingersoll and Busby 1995). La principal zona de falla se denomina falla maestra y es la que ejerce el control principal en la cuenca formada asimétricamente (Ingersoll and Busby 1995). Por lo anterior se puede considerar al medio graben como la depresión que acumula sedimentos clásticos alóctonos o biogénicos y químicos autigénicos (Leeder 1995).

Los principales rasgos tectónicos para la zona de estudio (Fig. 23) como son la falla Loreto, la falla Bahía Concepción y la falla Los Volcanes son reinterpretados aquí como fallas maestras con un fuerte componente lístrico, sobre las cuales se acomodó parte de la extensión que afectó a esta región (Umhoefer and Dorsey 1997; Ledesma-Vázquez and Johnson en revisión). La cuenca San Nicolás se presenta como una cuenca asociada a una zona de acomodamiento entre la cuenca de Bahía Concepción y la cuenca de Loreto, sobre el trazo de la falla Loreto a la falla Bahía Concepción, en donde se genera un cambio en el echado de las fallas (Axen 1995; Ledesma-Vázquez *et al* 1999). Como ya se ha establecido, la cuenca se presenta dentro de la provincia extensional del Proto-golfo, sujeta a esas mismas condiciones y a una subsidencia muy marcada. Como resultado directo del episodio extensional

principal, se forma una cuenca asociada a una zona de transferencia (transfer zone) de tipo principalmente sintética múltiple (Faulds and Varga, 1999) (Fig. 42). La cuenca se propone dividida en tres bloques semi-independientes basándose en la distribución espacial de los depósitos del abanico aluvial costero, las unidades carbonatadas, la granodiorita y los afloramientos de los bloques de brecha volcánica, así como la presencia de los elementos tectónicos (Fig. 42). El límite oriental de la provincia extensional lo constituye el Escarpe Concepción, identificado por Nava et al. (1998) durante el crucero oceanográfico BAP96J (Paleo VIII), a borde del B.O. El Puma de la UNAM.

Las columnas litológicas del arroyo La Zorra AZ11, AZ12 y AZ13 (Fig. 43), y su correlación nos permiten observar en detalle una reactivación en el patrón de sedimentación del abanico aluvial costero y es únicamente en la localidad de arroyo San Nicolás ASN32 que es observable el efecto de una falla dentro de la columna (Fig. 43). La presencia de la falla es atribuible a un episodio extensional postrero dentro de la cuenca, pero anterior a la depositación de las unidades marinas principales. Esta interpretación nos permite proponer una estructura de "roll over" (Xiao and Suppe 1992), simple, asociada a la falla Los Volcanes, responsable por el diastrofismo en las unidades del abanico aluvial costero. Por lo anterior la presencia hacia la cima de las columnas en arroyo El Carricito de unidades del abanico aluvial costero, nos permiten reafirmar la interpretación de una alta razón de subsidencia, creando un mayor espacio para el emplazamiento de los depósitos aluviales en un sentido horizontal.

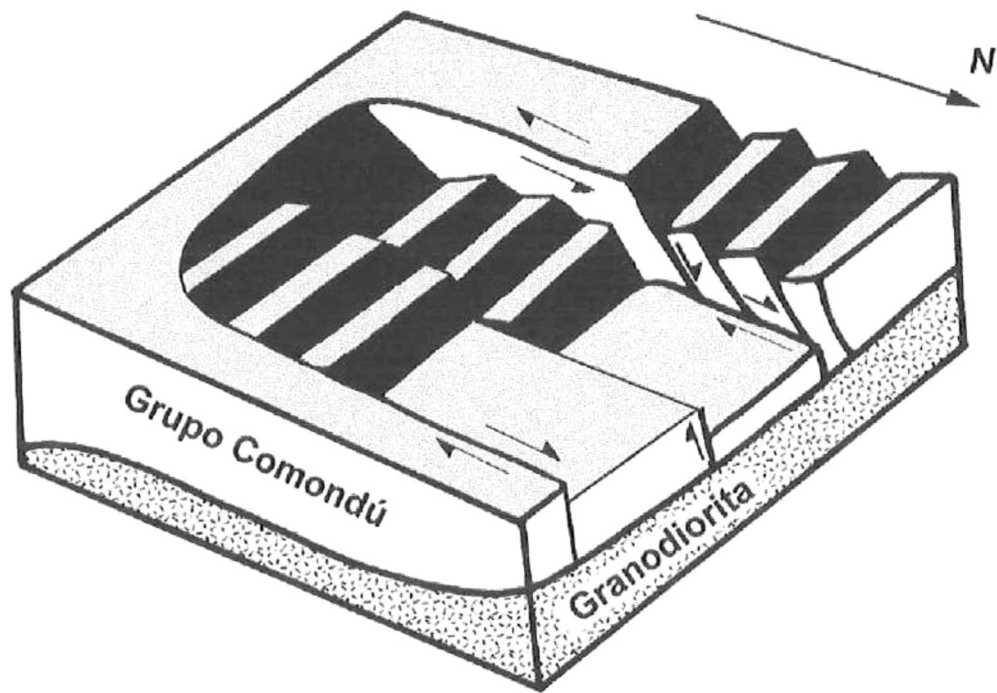


Figura 42.- Bloque diagramático de Cuenca San Nicolás, en etapa extensional temprana. No se presenta a escala.

La posición casi horizontal de las unidades sedimentarias carbonatadas, con 6° de echado hacia el NE en general, permite descartar episodios posteriores de extensión para la cuenca, ya que estas unidades se consideran representativas de la etapa post-extensional (post-rift) de acuerdo con el trabajo de Bosence (1998) y características de casi toda la región central del Golfo (Ledesma-Vázquez y Johnson, en revisión). Dentro del mismo modelo de Bosence, las unidades carbonatadas y aluviales interactúan con los bloques de brecha volcánica que representan los estratos pre-extensionales, generando un modelo de emplazamiento de las unidades sedimentarias representado

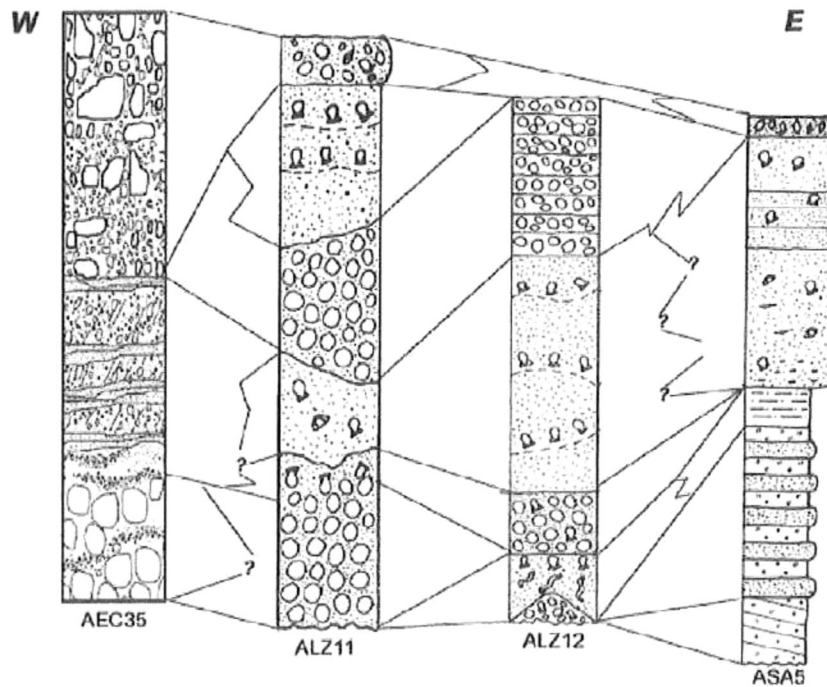


Figura 43.- Correlación de secciones medidas sobre los arroyos El Carricito (AEC,) La Zorra (ALZ) y San Antonio (ASA) .

por las figuras 45 y 46. En este par de figuras se puede observar que las unidades aluviales presentan una mayor extensión lateral, perpendicular a la falla maestra, tal y como es observado en la cartografía de las unidades estratigráficas (Fig. 4; Lamina 3). El bloque diagramático muestra de manera gráfica la interpretación de un bloque central más hundido con respecto a los dos adyacentes. La presencia del bloque de granodiorita en Punta San Antonio es singenética con el movimiento principal extensional, ya que su actitud tectónica es similar a la de los bloques de la brecha volcánica y esta cubierto en sus flancos por la Toba San Antonio (Figs. 5 y 22), manteniendo los echados



Figura 44.- Falla dentro de las unidades del abanico aluvial costero en arroyo Jacobo.

característicos para la zona. El único rasgo post-extensional es la falla a rumbo, que afecta a la granodiorita y a las capas de toba (Fig. 47). Esta falla a rumbo se encuentra asociada con el régimen transtensional directamente responsable

CONCLUSIONES:

- La Cuenca San Nicolás se originó durante el episodio principal de extensión que generó al Proto-golfo de California, durante el Mioceno, entre 12 y 14 Ma.
- Como resultado directo del episodio extensional principal, se formó como una cuenca asociada a una zona de transferencia (transfer zone) de tipo principalmente sintética múltiple.
- El proceso extensional exhuma al basamento regional de granodiorita Cretácica, haciéndolo aflorar en Punta San Antonio.
- La falla Los Volcanes funciona como la falla maestra para la cuenca, asociada con una estructura incipiente de roll over.
- La interpretación de las unidades sedimentarias presentes dentro de la cuenca indica una fuerte subsidencia de la misma.
- El paquete sedimentario de manera principal registra la etapa post-extensional de la cuenca.
- La máxima edad de las primeras capas de toba depositadas sobre el basamento local extensional es de $3.3. \pm 0.5$ Ma. Estas capas son correlacionadas por similitud de elementos geoquímicos con el Complejo Volcánico Mencionares.
- Se propone una nueva unidad litoestratigráfica para la zona, la Formación San Nicolás para el Plioceno tardío de BCS.

- Los depósitos aluviales están directamente relacionados con la actividad de la falla maestra.
- Los depósitos sedimentarios marinos son todos de origen somero y dominados por procesos asociados con eventos de tormenta y baja sedimentación original.
- El volumen de fragmentos de rodolitos redepositados dentro de las unidades marinas es el componente mayor en promedio por capa o dentro de la matriz en el caso de los conglomerados marinos.
- El límite oriental de la provincia extensional lo constituye el Escarpe Concepción, bajo las aguas del Golfo de California.
- La conexión entre las aguas del Proto-golfo y el actual Golfo de California no se había alcanzado y la cabeza del actual Golfo de California se presentaba muy cercana al área de Cuenca San Nicolás, durante el Plioceno tardío.

REFERENCIAS:

Aigner, T., 1985. Storm depositional systems; Springer-Verlag, Berlin, 174 pp.

Allen, J. R. L. 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure:

Sedimentary Geology, v. 26 p. 281-328

Ashby, J.R. and Minch, J. A. 1987. Stratigraphy and paleoecology of the Mulege

embayment, Baja California Sur, México. Ciencias Marinas 13: 89-112

- Atwater, T. 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America. *Geological Society of America, Bulletin* 81, 3513-3536.
- Axen, G, 1995, Extensional segmentation of the main gulf escarpment, México and United States; *Geology*, Vol. 23, N° 6, pp.515-518.
- Berné, S., G. Lericolais, T. Marsset, J-F. Bourillet and M. de Batist, 1998, Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide-and-wave-dominated environments of France; *Journal of Sedimentary Research*, 68, 4, 540-555.
- Berné, S., Auffret J-P and P. Walker, 1988, Internal structure of subtidal sandwaves revealed by high-resolution seismic reflection; *Sedimentology*, 35, 5-20.
- Berry, R.W., 1999, Eocene and Oligocene Otay-type waxy bentonites of San Diego County and Baja California: Chemistry, Mineralogy, Petrology and Plate tectonics implications; *Clays and Clay Mineral*, 47, 70-83.
- Bigioggero, B., S. Chiesa, A. Zanchi, A. Montrasio y L. Vezzoli, 1995, The Cerro Mencionares Volcanic Center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift, *Geological Society of America Bulletin*, 107:9, 1108-1122.
- Bosence, D.W.J., 1998. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins; *In* Purser B.H. and Bosence, B.W.J., eds. *Sedimentation and Tectonics in Rift basins; Red Sea-Gulf of Aden*. Chapman and Hall, p. 9-26.

- Bourgeois, J., and E. Leithold, 1984, Wave-worked conglomerates; depositional processes and criteria for recognition: *in* Koster and Steel (eds). *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10, pp. 331-343.
- Bromley, R.G., 1996, Trace fossils; biology, taphonomy and applications; Chapman and Hall, London, 361 p.
- Bromley, R.G. and U. Asgaard, 1991, Icnofacies: amixture of taphofacies and biofacies; *Lethia*, 24, pp. 153-164.
- Burns, B.A., P.L. Heller, M. Marzo and C. Paola, 1997, Fluvial response in a sequence stratigraphic framework: Example from the Montserrat fan delta, Spain: *Journal of sedimentary research* 67, 311-321.
- Carannante, G., Esteban, M., Milliman, J.D., and Simone, L., 1988, Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations: *Sedimentary Geology*, v. 60, p. 333-346.
- Carreño, A.L. 1982. Biostratigraphy at the Loma del Tirabuzón (Corkscrew Hill), Santa Rosalía, Baja California Sur, Mexico. *Proceedings Third North American Paleontological Convention* 1, 67-69.
- Carreño, A.L. 1983. Ostrácodos y Foraminíferos planctónicos de la Loma del Tirabuzón, Santa Rosalía, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigráficas y paleo- ecológicas: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista* 5, 55-64.

- Casarrubias-Unzueta, Z. y G. Gómez-López, 1994, Geología y Evaluación Geotérmica de la Zona Bahía Concepción, B.C.S., México, Revista Mexicana de Geoenergía, 10:3, 75-88.
- Clarke, D., 1991, Newpet; Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland; shareware.
- Dorsey, R.J., Stone, K.A. and Umhoefer, P.J. 1997b. Stratigraphy, sedimentology and tectonic development of the southeastern Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico. In: *Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico* (Edited by Johnson, M.E. and Ledesma-Vázquez, J. *Geological Society of America Special Paper* 318, 83-110.
- Dorsey, R., P. Umhoefer y P. Falk, 1997, Earthquake clustering inferred from Pliocene Gilbert-type fan deltas in the Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, *Geology*, 25:8, 679-682.
- Dott, R.H and J. Bourgeois, 1982, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences; *GSA Bulletin*, 93, pp. 663-680.
- Espinosa Cárdena, J.M., Almeida Vega, M., y Benítez Pérez, H., 1997, Reconocimiento gravimétrico regional de la zona de Bahía Concepción, B.C.S: Informe Técnico RE-22/96; Contrato CFE-CICESE RGCP-CLS-003/96; 36 p.

- Frey, R.W. y R. Goidring, 1992, Marine event beds and recolonization surface as revealed by trace fósil análisis; *Geological Magazine*, 129, pp. 325-335.
- Frostick, L.E., and Steel, R.J., 1993, Sedimentation in divergent plate-margin basins; *in* Frostick and Steel (eds); *Tectonic controls and signatures in sedimentary successions*; Special publication, International Association of Sedimentologists 20, pp. 111-128.
- Galloway, W. (1989a) Genetic stratigraphic Sequence in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 73:2, 125-142.
- Galloway, W. (1989b) Genetic stratigraphic Sequence in Basin Analysis II: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 73:2, 143-154.
- Gastil, R.G., Phillips, R.P., and Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California: *Geological Society of America Memoir* 140, 170 p.
- Gastil, R.G., Krumenacher, D., and J. Minch, 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, 90, pp. 839-857.

- Gibert, J.M. de y Martinell, J. 1998. El modelo de icnofacies, 30 años después.
(The ichnofacies model, 30 years later). *Revista Española de Paleontología*, 13 (2), 167-174.
- Görür, N., 1992, A tectonically controlled alluvial fan wich developed into a marine fan-delta at a complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey, *Sedimentary Geology*, 81:243-252.
- Hausback, B.P. 1984. Cenozoic vulcanism and tectonic evolution of Baja California Sur. *In* Frizzell, V., Jr., ed. *Geology of the Baja California Peninsula*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section 39: 219-236.
- Heim, A., 1922. Notes from the Tertiary of Lower California (Mexico). *The Geological Magazine* 59, 529-547.
- Helenes-Escamilla, J. Ana Luisa Carreño, 2000, Neogene sedimentary evolution and regional tectonics of Baja California; *Journal of South America Earth Sciences*.
- Holt J.W., J.M. Stock y E.W. Holt, 1997, Edad de la Formación sedimentaria marina más vieja en Santa Rosalía, BCS, México; *Memorias de la IV Reunión Internacional sobre la geología de la Península de Baja California*; Ensenada, BC.
- Ingersoll, R.V., and Busby, C.J. 1995. Tectonics of sedimentary basins; *In* Busby, C.J. and Ingersoll, R.V., eds. *Tectonics of sedimentary basins*; Blackwell Science, p. 1-52.
- Johnson, M.E., and Hayes, M.L., 1993, Dichotomous facies on a Late

Cretaceous rocky island as related to wind and wave patterns (Baja California, Mexico): *Palaios*, v. 8, p. 385—395.

- Johnson, M.E.; Ledesma-Vazquez, J.; Mayal, M.A.; and Minch, J.A. 1997. Upper Pliocene Stratigraphy And Depositional Systems: The Peninsula Concepción Basin In Baja California Sur, Mexico: *In* Johnson, M.E. and Ledesma-Vázquez, J., eds. Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking The Gulf of California. Geol. Soc. America Special Paper 318:57-72.
- Johnson, M.E., and Ledesma-Vázquez, J. 1999. Biological zonation on a rocky-shore boulder deposit: Upper Pleistocene Bahía San Antonio (Baja California Sur, Mexico); *Palaios* 14:in press.
- Karig, D.E. & Jansky, W. 1972, The Protogulf of California; *Earth and Planetary Sci. Letters*, 17, 169-174.
- Ledesma, Vázquez J. 1993, Marco tectónico para la depositación de secuencias de tempestitas, en la Formación Rosario en Baja California (Campaniano-Maastrichtiano); en Delgado Argote y Martín Barajas (eds) *Contribuciones a la tectónica del occidente de México, Unión Geofísica Mexicana, Monografía N°1*, pp 115-122.
- Ledesma, Vázquez J., y M.E. Johnson, 1993, Neotectónica del área Loreto-Mulegé; en Delgado Argote y Martín Barajas (eds) *Contribuciones a la tectónica del occidente de México, Unión Geofísica Mexicana, Monografía N°1*, pp 115-122.

- Ledesma-Vázquez, J., Berry, R.W., Johnson, M.E. and Gutiérrez-Sanchez, S., 1997. El Mono chert: A shallow-water chert from the Pliocene Infierno Formation, Baja California Sur, Mexico. *in* Johnson, M.E. and Ledesma-Vázquez, J., eds., Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico: Geological Society of America Special Paper 318: 73-81.
- Ledesma-Vázquez, J., M. E. Johnson and F. Romero-Rios, 1999, Evolución tectónica del Golfo de California: Mioceno-Plioceno de Bahía Concepción, BCS; *Gaceta de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 3, 2:1-5.
- Ledesma, Vázquez J., y M.E. Johnson, 2000, Miocene half grabens as Extensional Rift Basins on the Gulf-Coast of Baja California Sur (Mexico): *The Journal of Geology*. (en revisión).
- Mann, P, M. R. Hempton, D.C. Bradley and K. Burke, 1983, Development of pull-apart basins: *Journal of Geology*, V. 91, p. 529-554.
- Martín Barajas, A., J.M. Stock, P. Layer, B. Hausback, P. Renne and M. López-Martínez, 1995, Arc-Rift Transition Volcanism In The Puertecitos Volcanic Province, Northeastern Baja California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin* 107, 407-424.
- Mayer, L., and Vincent, K.R.. 1999. Active tectonics of the Loreto area, Baja California Sur, Mexico. *Geomorphology* 27: 243-255.
- McCloy, C., 1984, Stratigraphy and depositional history of the San Jose del Cabo trough, BCS, Mexico; *in* Frizzell, V., Jr., ed. *Geology of the Baja*

- California Peninsula. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section 39:267-273.
- McFall, C.C., 1968, Reconnaissance geology of the Concepción Bay area, Baja California, Mexico. Stanford University Publications, Geological Sciences, 10 (5): 1-25.
- McLean, H. 1988. Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, Mexico. *U.S. Geological Survey Map MF-2000*, 1:50,000.
- McPherson, J., G. Shanmugam, R. Muiola, 1987, Fan deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas, Geological Society of America Bulletin, 99:331-340.
- Meldahl, K.H., 1993, Geographic gradients in the formation of shell concentrations: Plio—Pleistocene marine deposits, Gulf of California: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 101, p. 125.
- Mitchum, R.M., Jr., Vail, P.R. and Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. *in* Payton, C.E. , ed., Seismic Stratigraphy –Application to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p.117-133.
- Molina-Cruz, a., 1994, Bioestratigrafía y significado paleoceanográfico de los radiolarios de la protoboca del Golfo de California; Ciencias Marinas, 20: 441-465.

- Nava Sánchez, E. H., D.s. Gorsline, and A. Molina Cruz, 1998, The Baja Peninsula Borderland; Structural and sedimentological characteristics; American Geophysical Union 1998 fall Meeting; p. F513.
- Nehaus, J., 1989, Volcanic and non-marine stratigraphy of southwest Isla Tiburón, Gulf of California, México (Master's thesis): San Diego, California, San Diego State University, 170 p.
- Nilsen, T.H. and R.J. Mclaughlin, 1985, Comparison of tectonic framework and depositional patterns of the Hornelen strike-slip basin of Norway and the Ridge and Little Sulphur Creek strike-slip basins in California: in Biddle and Christie-Blick (eds) Strike -slip Deformation, Basin formation, and sedimentation: SEPM Spec. Publi. 37: pp. 79-103.
- Ortlieb, L. 1978, Reconocimiento de las terrazas marinas Cuaternarias en la parte central de Baja California: Revista del Instituto de Geología. UNAM, México; 2: 200-211.
- Rendón Márquez, G., 1995, Técnicas petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de petrología del CICESE, Comunicaciones Académicas, Serie Geología, 32 pp.
- Rust, B.R. and E. H. Koster, 1984, Coarse Alluvial Deposits; *in* Walker (ed), Facies Models, Second edition; Geosciences Canada, Reprint Series, 1, pp. 53-70.
- Sawlan, M.G. and Smith, J.G. 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur,

- Mexico. In: *Geology of the Baja California Peninsula* (Edited by Frizzell, Jr., V.A.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, California, Pacific Section, 39: 219-236.
- Smith, J.T. 1991. Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California. In: *The Gulf and Peninsular Province of the Californias* (Edited by Dauphin, J.P. and Simoneit B.R.T.), American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, 637-666.
- Staines-Urias, F., 1996, Neotectónica del área de San Nicolás, B.C.S; tesis de licenciatura; Facultad de Ciencias Marinas, UABC, Ensenada, México. 38 p.
- Staines-Urias, F., 1999, Análisis de tectonofacies en San Nicolás, B.C.S; tesis de maestría; Facultad de Ciencias Marinas, UABC, Ensenada, México. 64 p.
- Stock, J.M., and Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics* 8:99-115.
- Stock, J.M., and Hodges, K.V., 1990. Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, northeastern Baja California, Mexico. *Jour. Structural Geology* 12: 315-328.
- Zanchi, A., 1994. The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, México: from basin and range extension to transtensional tectonics. *Jour. Structural Geol.* 16:1619-1639.

- Umhoefer, P.J.; Dorsey, R.J.; and Renne, P. 1994. Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California. *Geology* 22:649-652.
- Umhoefer, P. and Dorsey, R.J. 1997. Translation of terranes: Lessons from central Baja California, Mexico. *Geology* 25:1007-1010.
- Winker, C.D. and Kidwell, S.M. 1996. Stratigraphy of a marine rift basin: Neogene of the western Salton Trough, California. In: *Field Conference and Guide* 1996 (Edited by: Abbott, P.L. and Cooper, J.D.), Pacific Section American Association of Petroleum Geologists 73, Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Book 80, 295-336.639.
- Xiao, H. and J. Suppe, 1992, Origin of Rollover, AAPG Bulletin, 76, 509-529.

LISTA DE TABLAS

Tabla I.- Resultado de la determinación de la razón U/Pb para la muestra de granodiorita colectada en Punta San Antonio.

Zircon U-Pb results from Puntos San Antonio biotite granodiorite

sample	fraction	weight (g)	Pb (ppm)	U (ppm)	Pb isotopic compositions		radiogenic ratios						
					Unspiked multiplier	corrected	206/238	206/208	206/207	206/204	age (m.y.)	error	207/235
PSA1	>140	0.004	3.5959	234.03	9.46218	18.60997	2678.775	0.015351	0.32%	0.1021	0.34%	0.048238	0.11%
								98.2		98.7		110.9	±2.5
	<200	0.0046	2.6607	170.54	813916	19.0396	3370.551	0.015406	0.32%	0.10228	0.34%	0.048151	0.10%
								98.6		98.9		106.7	±2.4
	140-200	0.0041	3.3555	214.52	8.48036	18.75346	2791.178	0.015475	0.36%	0.102515	0.40%	0.048045	0.13%
								99.0		99.1		101.5	±3

Fractions analyzed, 140 & 200 = mesh sizes

Separation of U and Pb was done using HCl column chemistry.

Concentrations were determined using a mixed 208Pb/235U spike.

Lead isotopic compositions corrected for -0.10% ± 0.05% per mass unit mass fractionation.

Errors for 206Pb/204Pb measurements minimized by use of an ion counting Daly multiplier.

Ages calculated with following decay constants: 1.55125E-10 = 238U and 9.8485E-10 235U.

Present day 238U/235U = 137.88.

Common lead corrections made using Stacey and Kramers (1975) model lead isotopic compositions.

Total lead blanks averaged c. 25 picograms.

Tabla II.- Lista de fósiles identificados dentro de las unidades sedimentarias de Cuenca San Nicolás, B.C.S.

Fósiles presentes dentro de las unidades sedimentarias del Plioceno

Coelenterata	
<i>Solenastrea fairbanski</i>	X
Mollusca, Bivalvia	
<i>Aequipecten corteziana</i>	X
<i>Aequipecten sverdrupi</i>	X
<i>Anadara cf. multicosata</i>	X
<i>Arca</i> sp.	X
<i>Argopecten circularis</i>	X
<i>Glycymeris cf. maculata</i>	X
<i>Glycymeris cf. multicosata</i>	X
<i>Nodipecten cf. nodosus</i>	X
<i>Ostrea</i> sp.	X
<i>Panopea cf. parawhitfieldi</i>	X
<i>Spondylus columbiensis</i>	X
Mollusca, Gastropoda	
<i>Architectonia cf. nobilis</i>	X
<i>Cassis</i> sp.	X
<i>Conus cf. brunneus</i>	X

<i>Conus cf. regalitatus</i>	X
<i>Fasciolaria princeps</i>	X
<i>Malea ringens</i>	X
<i>Mitra cf. tristis</i>	X
<i>Polinices sp.</i>	X
<i>Strombus granulatus</i>	X
<i>Strombus subgracilior</i>	X
<i>Turritella sp.</i>	X
Echinodermata	
	X
<i>Clypeaster bowersi</i>	X
<i>Encope sp</i>	
Arthropoda, Cirripedia	
	X
<i>Balanus, sp</i>	

Tabla III.- Resultado de la determinación de elementos de tierras raras de las muestras de tobas en Cuenca San Nicolás.

	BER ASA1	BER SAEP	BER EBSA1	BER MIO7
Date	3-May-99	3-May-99	3-May-99	3-May-99
LOI (%)	7.80	12.37	9.82	8.14

Unnormalized Results (Weight %):

SiO ₂	58.80	54.83	58.63	60.94
Al ₂ O ₃	18.62	15.63	17.03	18.09
TiO ₂	0.834	0.896	0.813	0.810
FeO	6.03	7.06	5.89	5.77
MnO	0.088	0.150	0.061	0.082
CaO	4.06	6.53	3.52	1.65
MgO	5.47	5.95	3.92	6.40
K ₂ O	2.90	2.95	4.29	3.49
Na ₂ O	3.12	5.61	5.32	2.73
P ₂ O ₅	0.373	0.411	0.251	0.228
Total	100.30	100.01	99.72	100.19

Normalized Results (Weight %):

SiO ₂	58.62	54.82	58.79	60.83
Al ₂ O ₃	18.56	15.63	17.08	18.06
TiO ₂	0.832	0.896	0.815	0.808
FeO*	6.02	7.05	5.90	5.76
MnO	0.088	0.150	0.061	0.082
CaO	4.05	6.53	3.53	1.65
MgO	5.45	5.95	3.93	6.39
K ₂ O	2.89	2.95	4.30	3.48
Na ₂ O	3.11	5.61	5.33	2.72
P ₂ O ₅	0.372	0.411	0.252	0.228

Trace Elements (ppm):

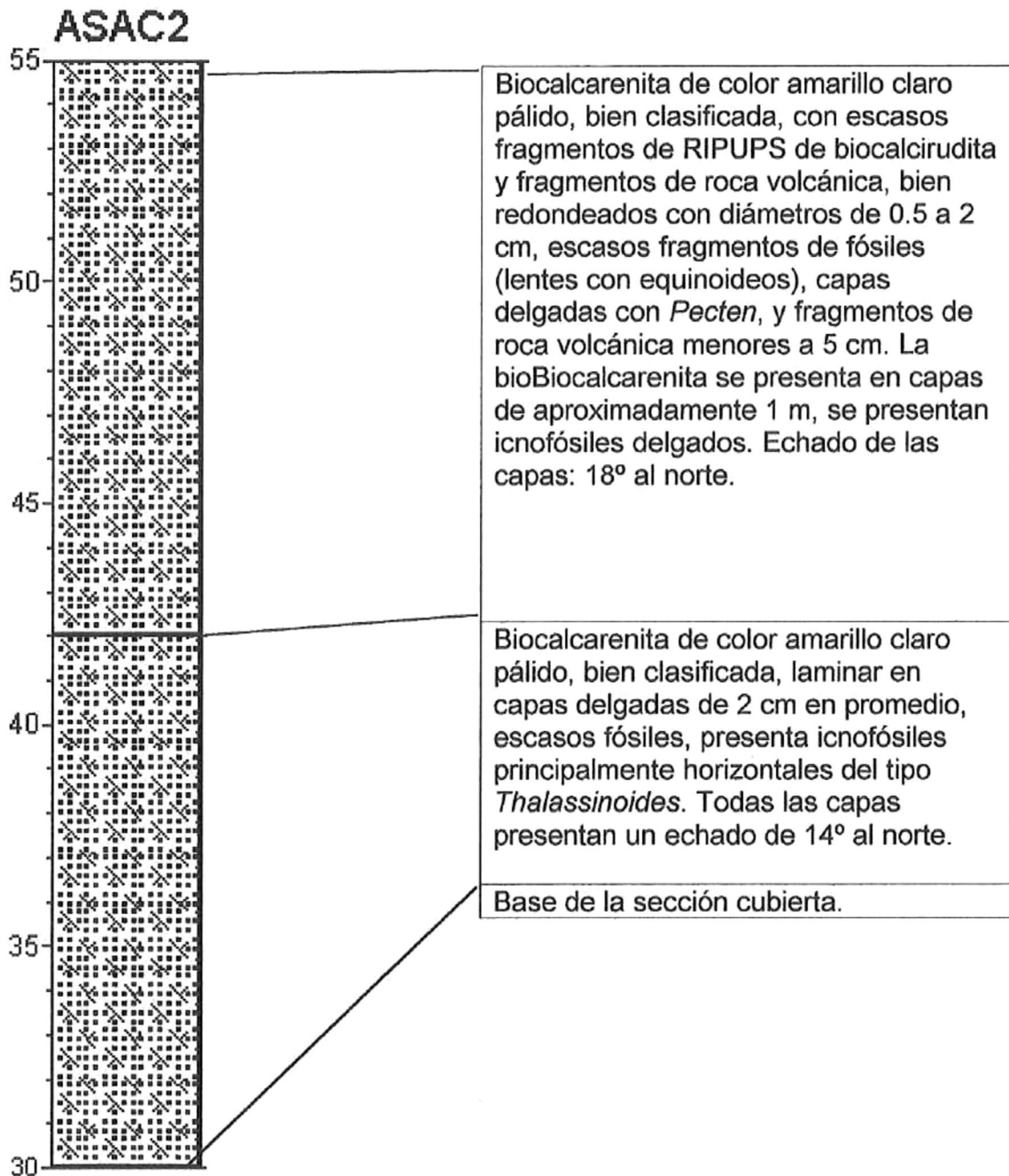
Ni	35	60	46	30
Cr	41	44	101	58
Sc	16	20	17	15
V	110	118	143	146
Ba	494	551	550	401
Rb	43	42	46	55
Sr	335	540	1563	753
Zr	155	162	128	147
Y	20	23	13	16
Nb	10.3	10.7	7.5	7.9
Ga	22	23	13	18
Cu	68	32	40	26
Zn	90	29	58	236
Pb	10	0	0	41
La	25	16	14	17
Ce	54	59	54	28
Th	2	3	2	0

Major elements are normalized on a volatile-free basis, with total Fe expressed as FeO.
 "†" denotes values >120% of our highest standard.

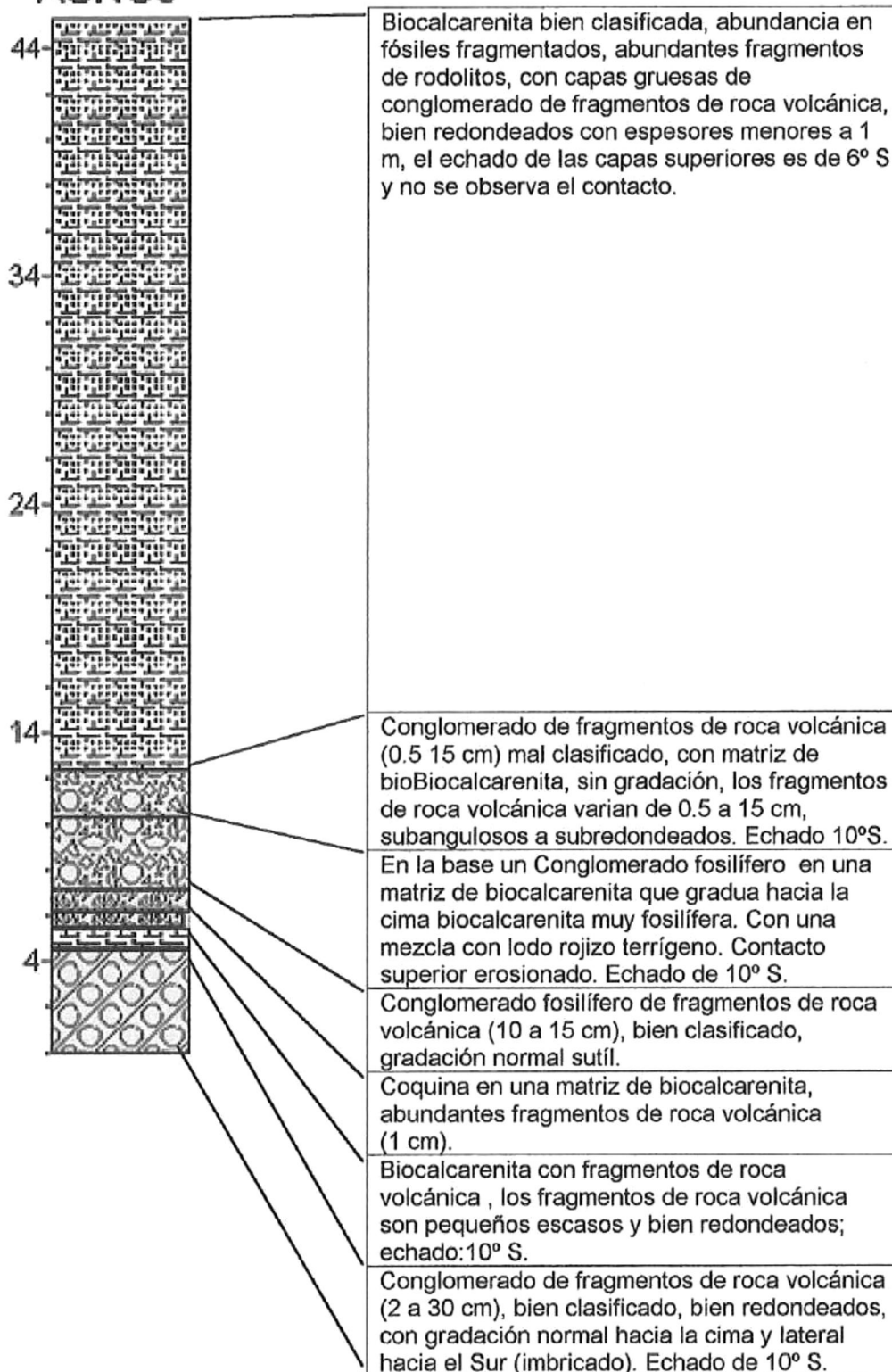
APÉNDICES

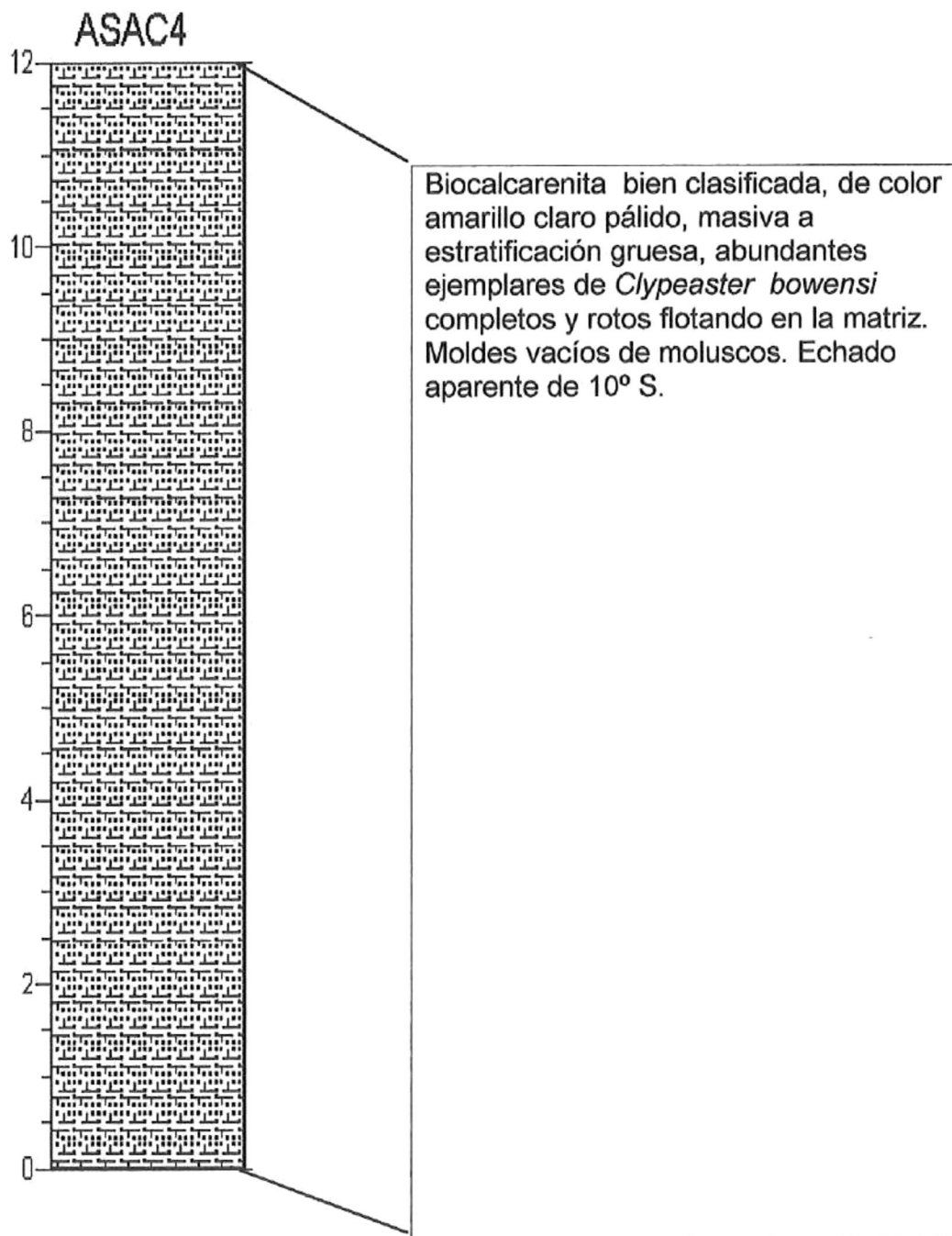
Apéndice A.- Columnas estratigráficas y descripción litológica de las mismas.



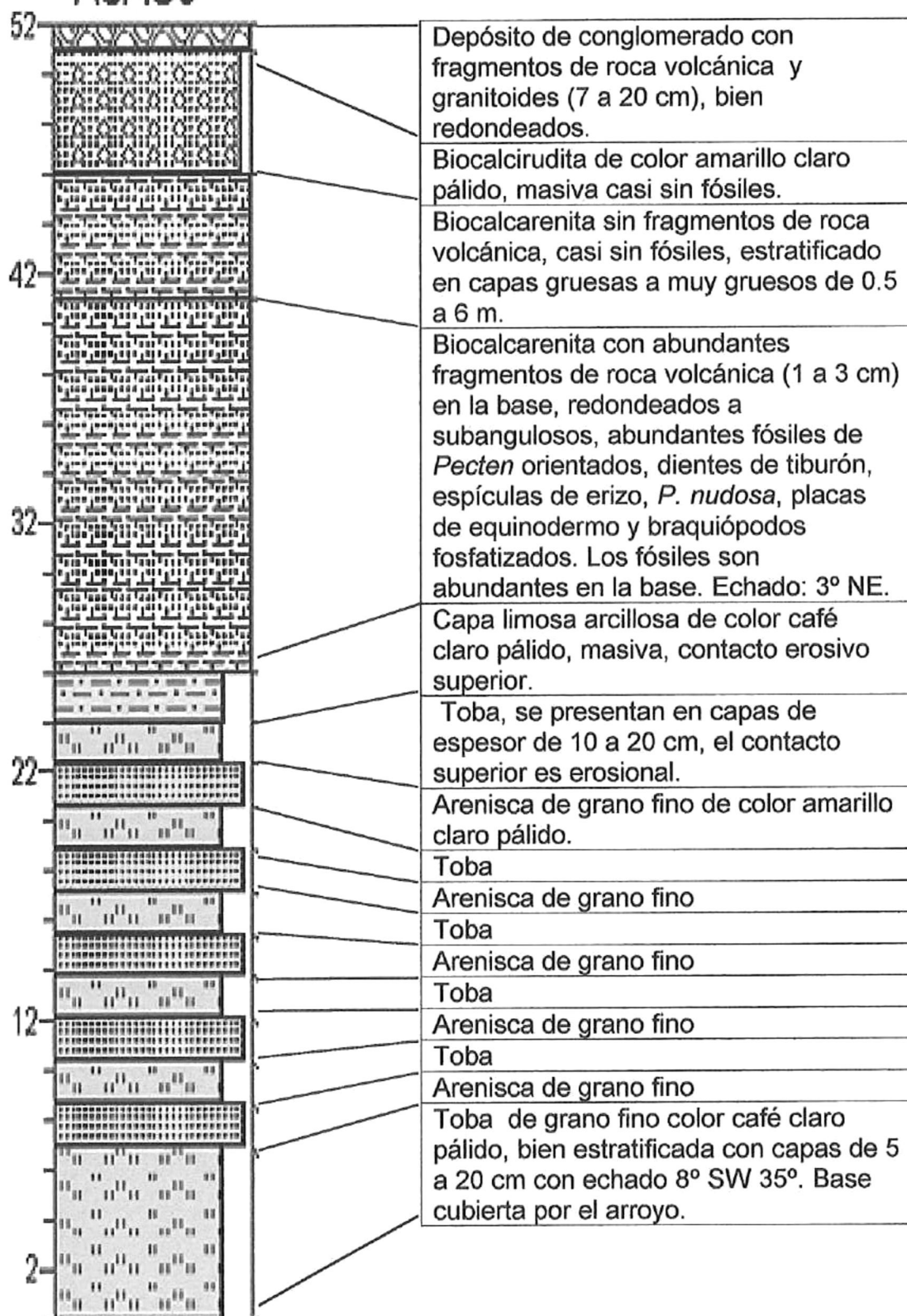


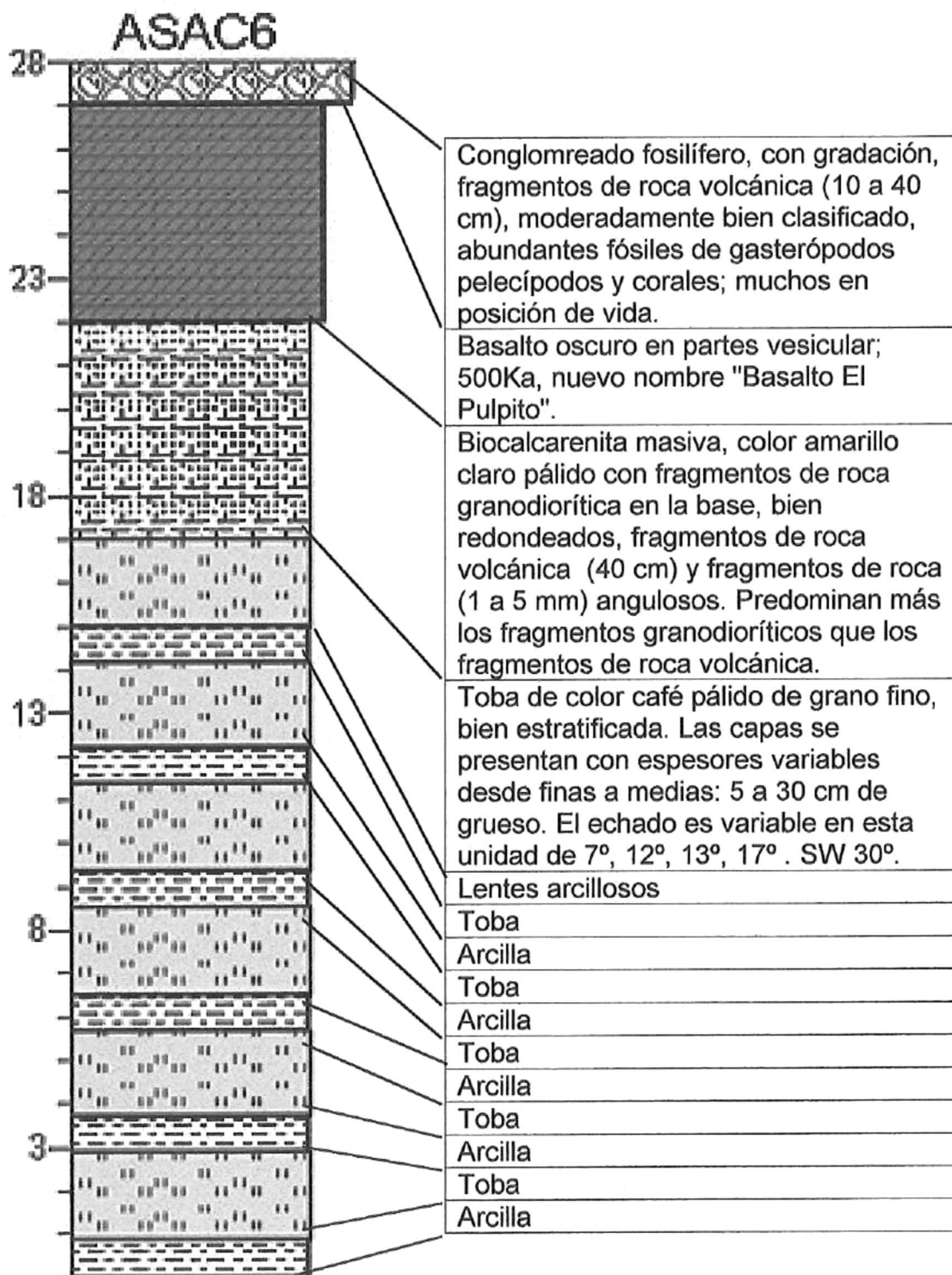
ASNC3

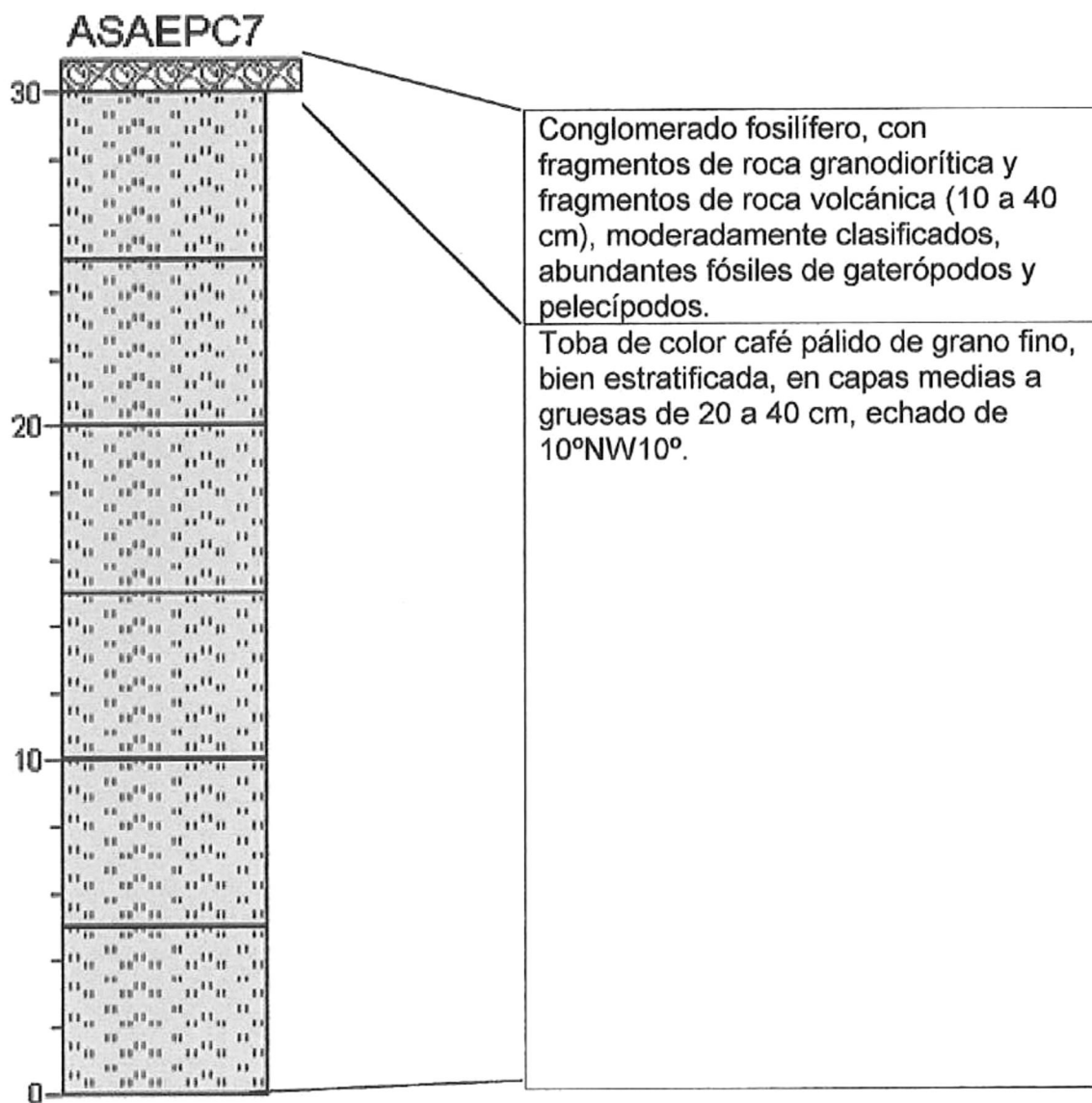


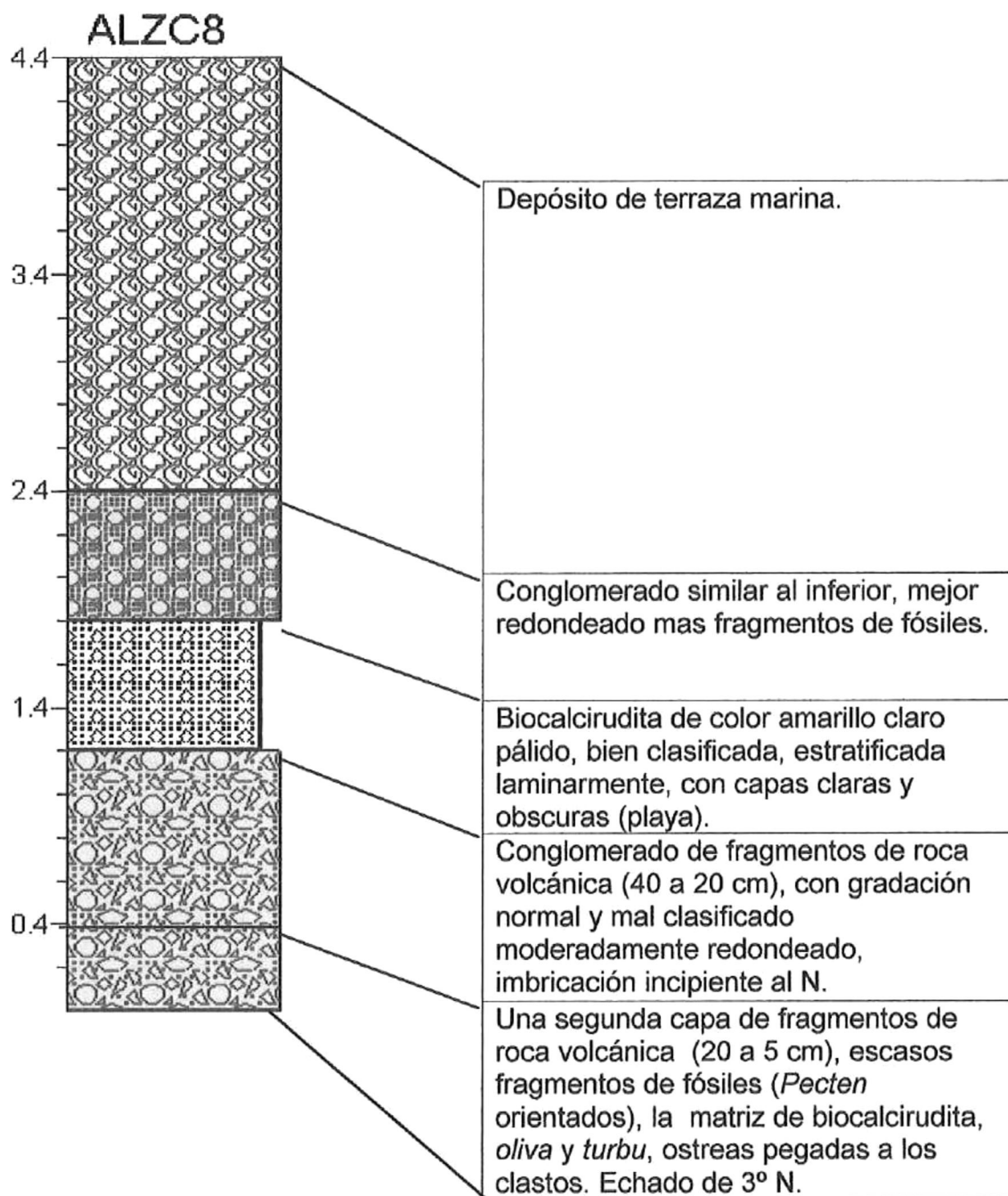


ASAC5

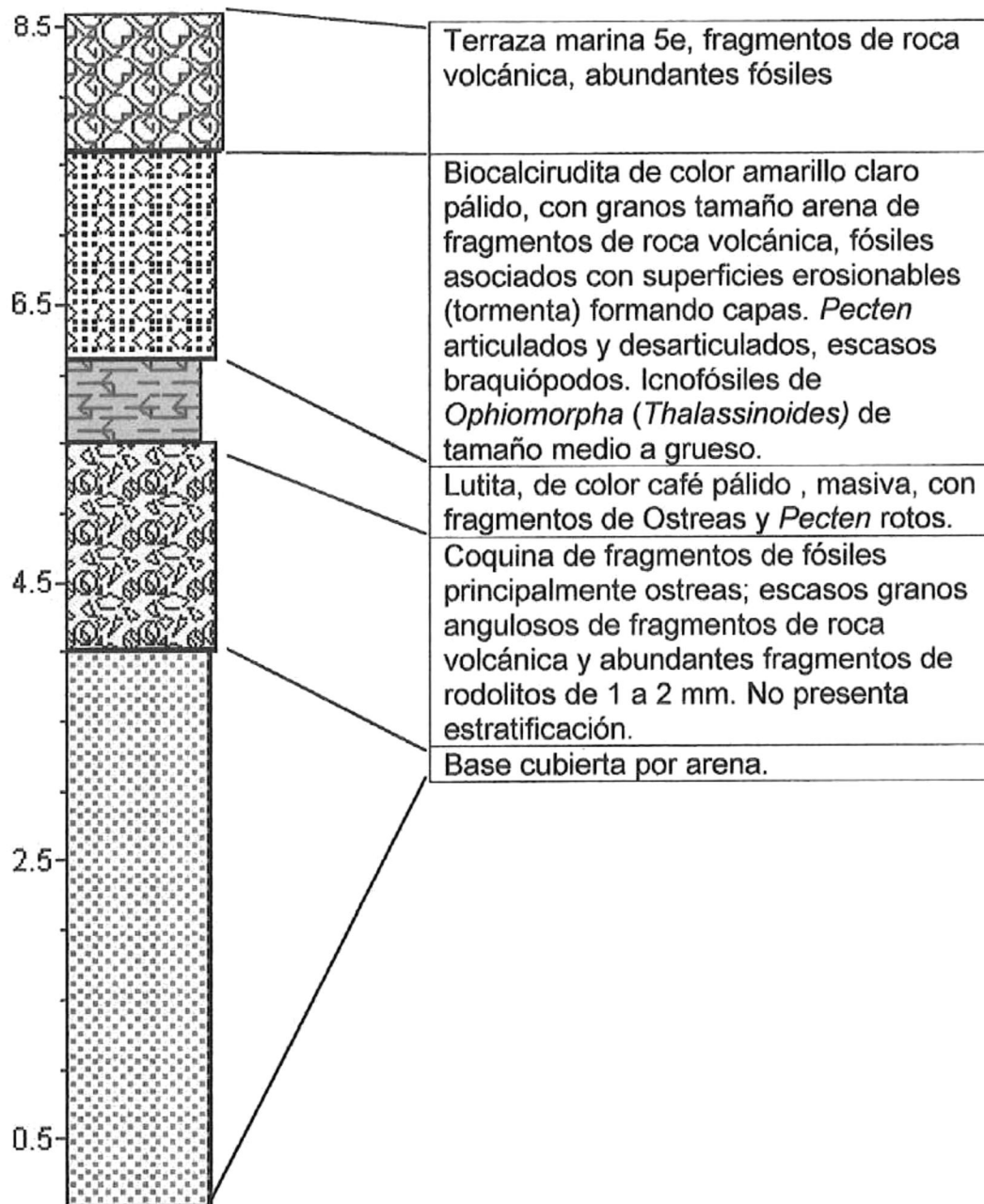




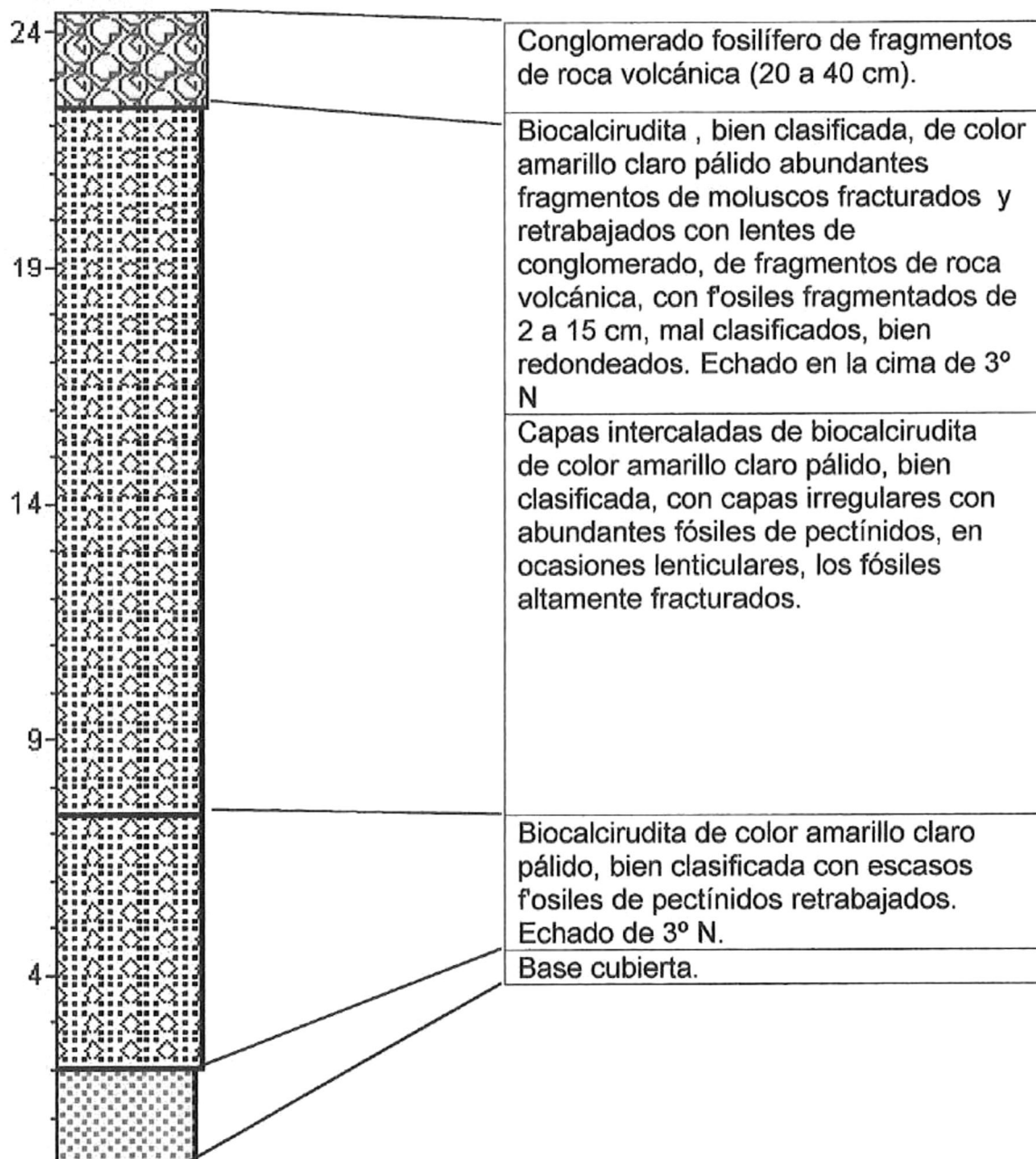


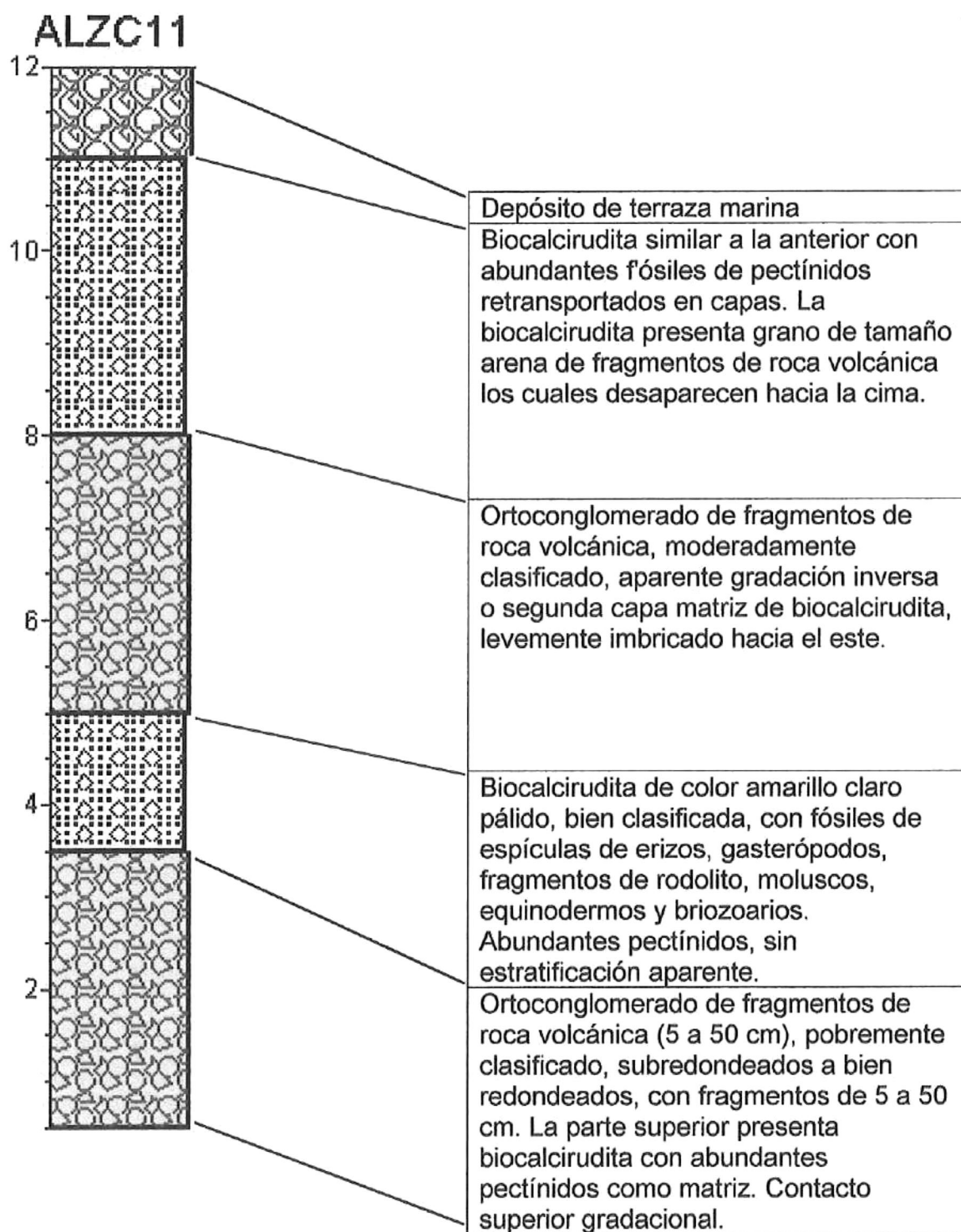


ALZC9

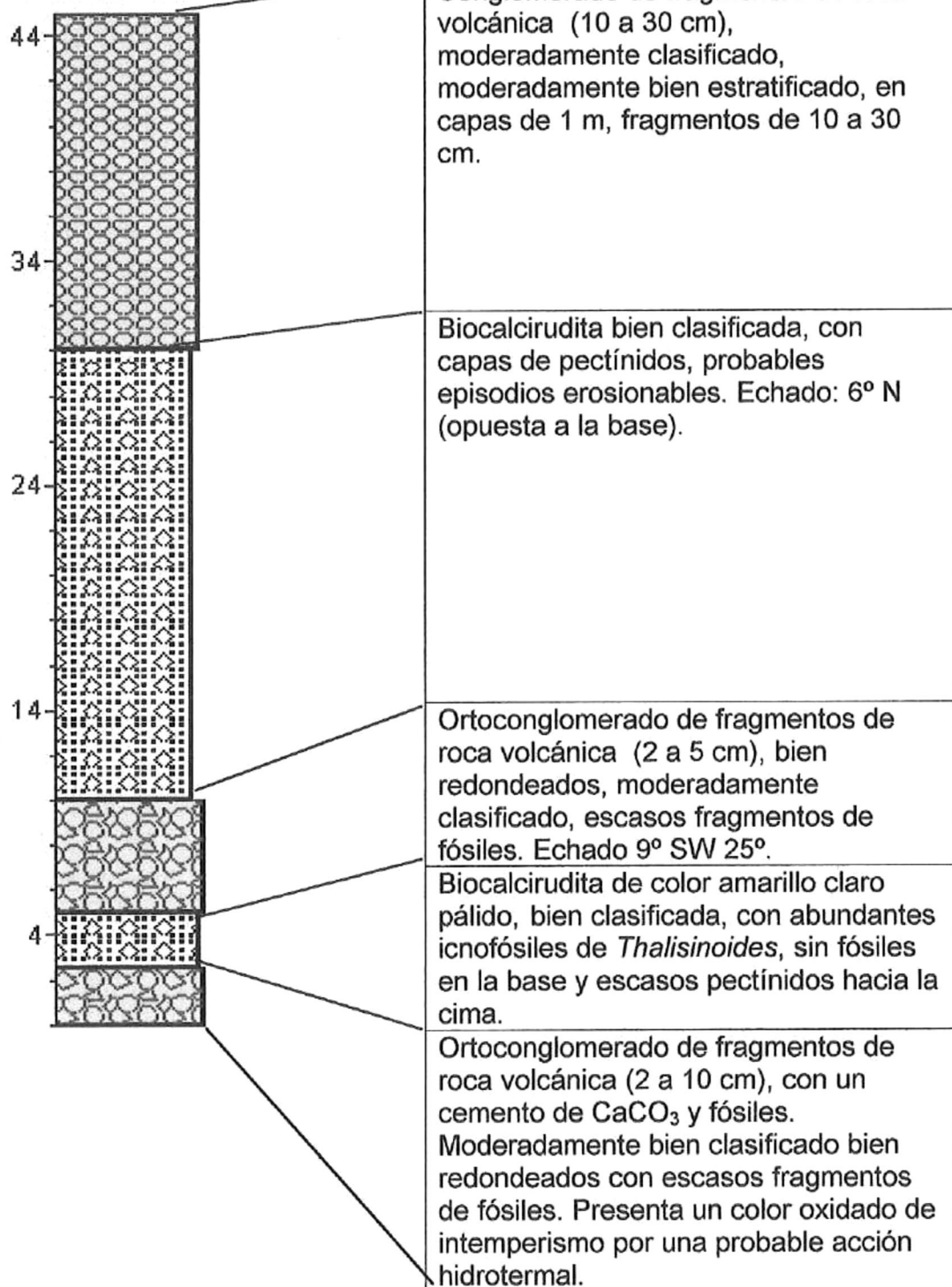


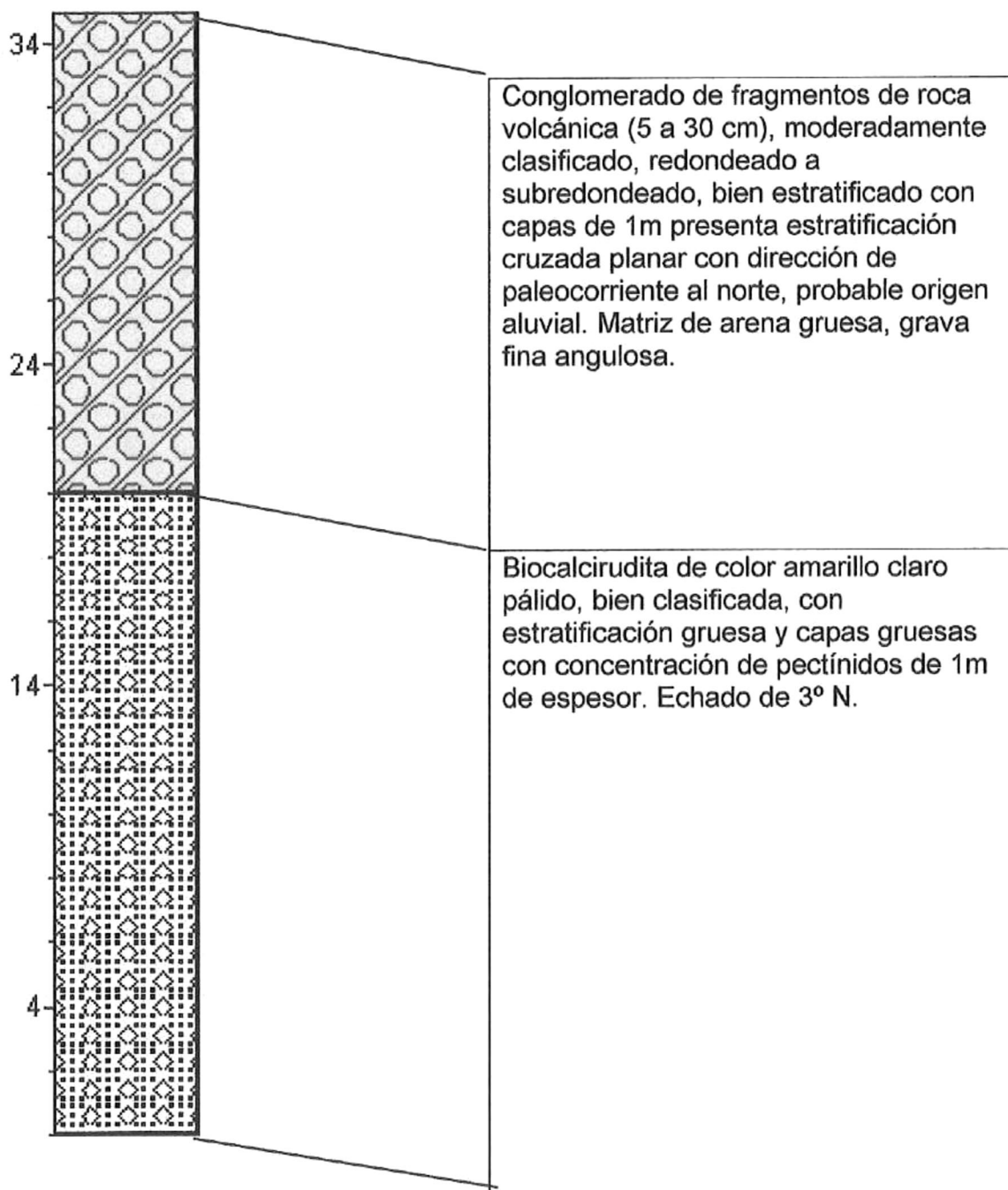
ALZC10



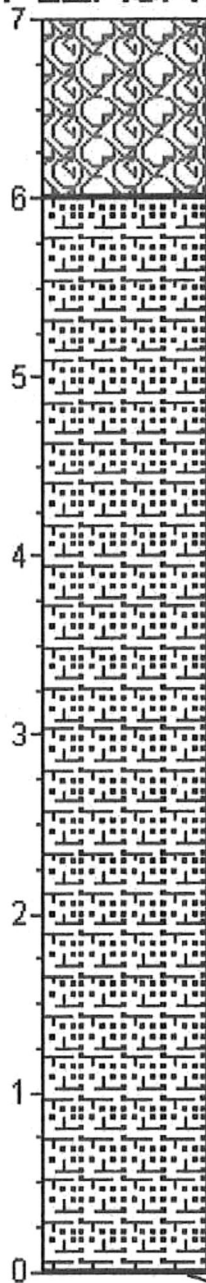


ALZC12



ALZC13

PLZASA 14



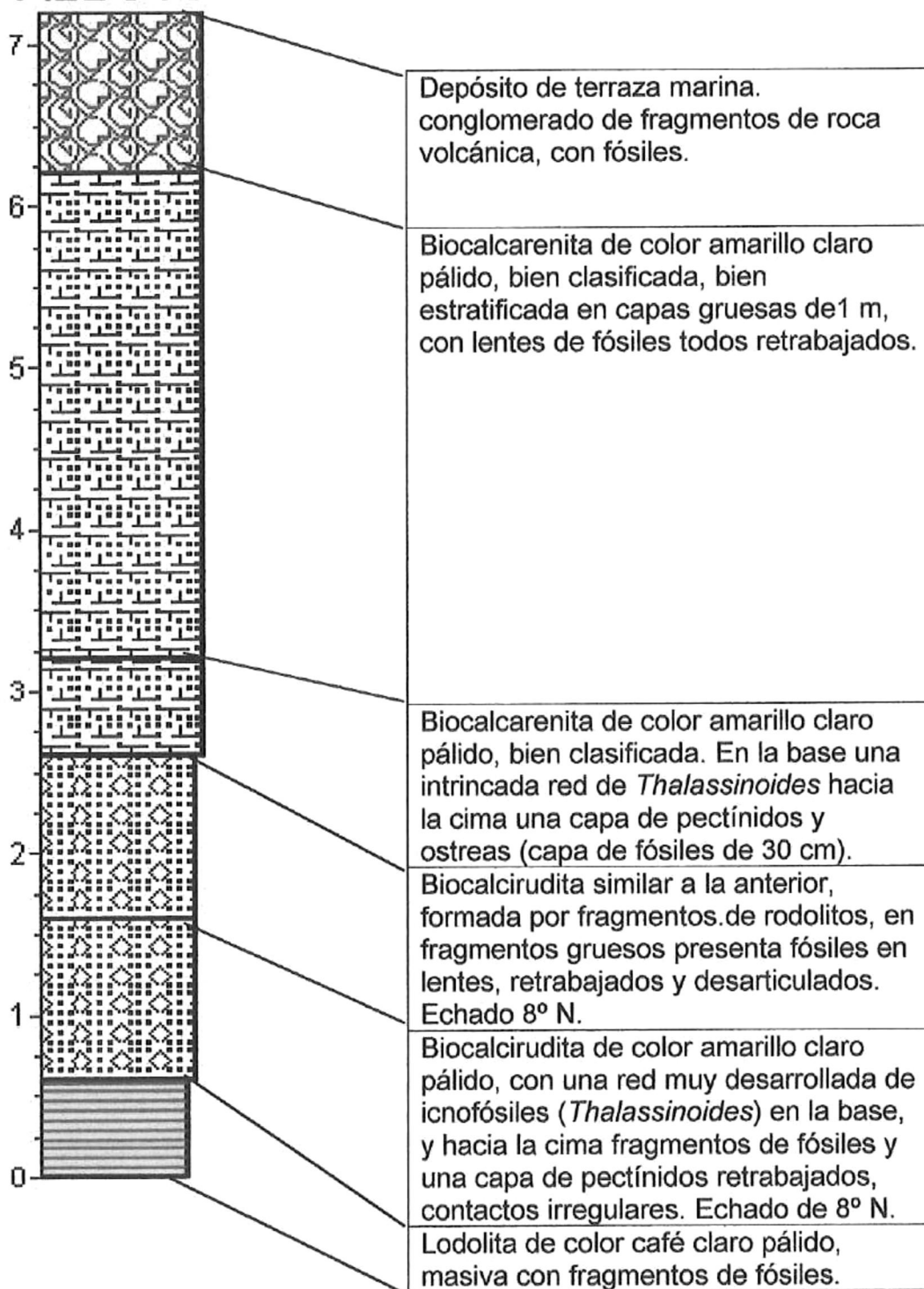
Depósito de terraza marina conglomerado de fragmentos de roca volcánica.

Biocalcarenita de color amarillo claro pálido, con aspecto masivo, abundancia de fragmentos de fósiles rotos, mal clasificada con granos de fragmentos de roca volcánica de tamaño arena gruesa. Los fósiles incluyen pectínidos, equinoideos (galletas de mar), fragmentos de rodolitos y gasterópodos. Contacto superior erosionado.

ALBLGC15

25	Depósito de terraza marina
	Biocalcirudita de color amarillo claro pálido, matriz bien clasificada, fragmentos de roca volcánica (5 a 15 cm) con gradación normal flotando en la matriz, abundantes fósiles de almeja <i>in situ</i> , articulados.
20	Conglomerado de fragmentos de roca volcánica, mal clasificado, bimodal (0.6 a 1m y 3 a 20 cm), en una matriz de biocalcirudita con pocos fósiles retrabajados.
15	(Depósito por tormenta). Conglomerado de fragmentos de roca volcánica (4 a 15 cm) moderadamente bien clasificado, bien redondeados. En una matriz de biocalcirudita. Gradua a una biocalcirudita casi sin fragmentos de roca volcánica y escasos fósiles. Galletas, espinas de erizo y pectens.
10	Biocalcirudita similar a la de la base, menor cantidad de fósiles y muy fracturados.
5	Conglomerado de fragmentos de roca volcánica (0.5 a 1m), con granos redondeados muy gruesos, con abundantes fósiles adheridos a los clastos: <i>Balanus</i> , ostreas. Matriz de biocalcirudita.
0	Biocalcirudita de color amarillo claro pálido, bien clasificada, con abundantes fósiles de <i>pecten</i> rotos y en capas alineadas; menor presencia de <i>Balanus</i> , corales, rodolitos. Todos se concentraron por efecto de tormenta. Echado de 10° N.
	Base cubierta por arena

ALBC16

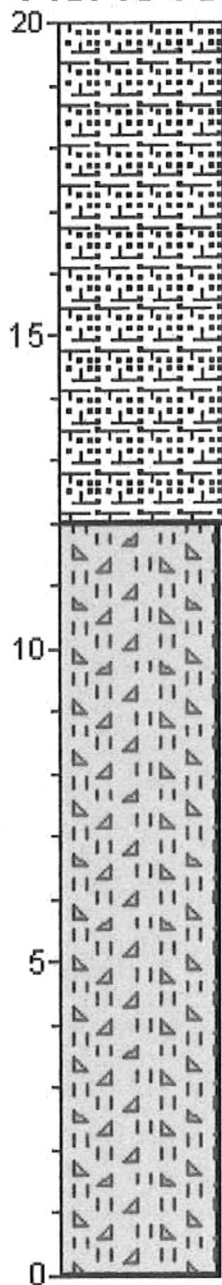


ASAC17



Lahar lítico mal clasificado, moderadamente bien estratificado, en capas de 0.05 a 1m, con fragmentos de 1 a 20 cm, con matriz de toba lítica, fragmentos de roca volcánica, pómez, granodiorita alterada (caolinizada) de color café claro. El bloque tiene rumbo N30 W y echado de 14° SW. Sin fósiles.

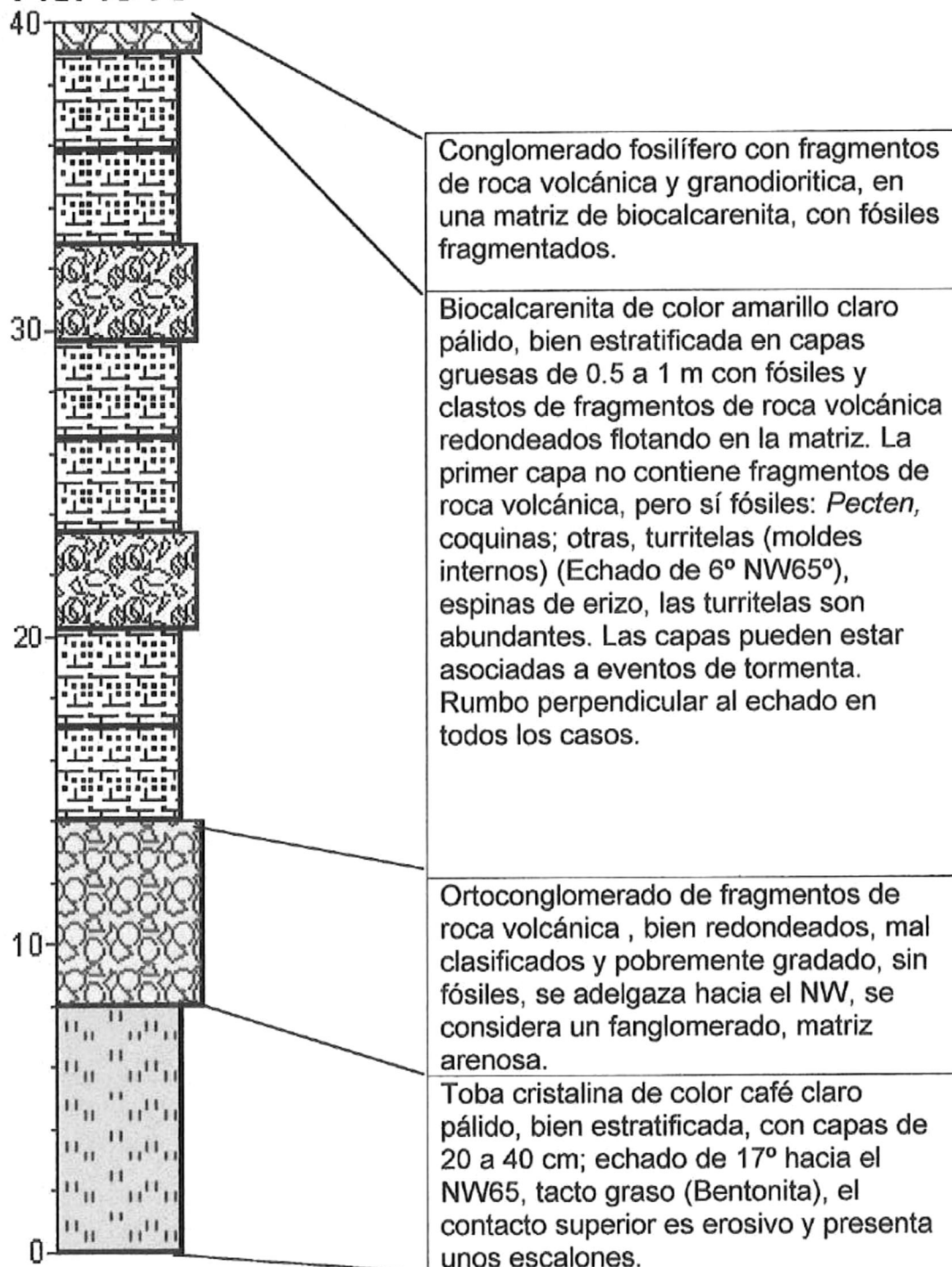
ASAC18

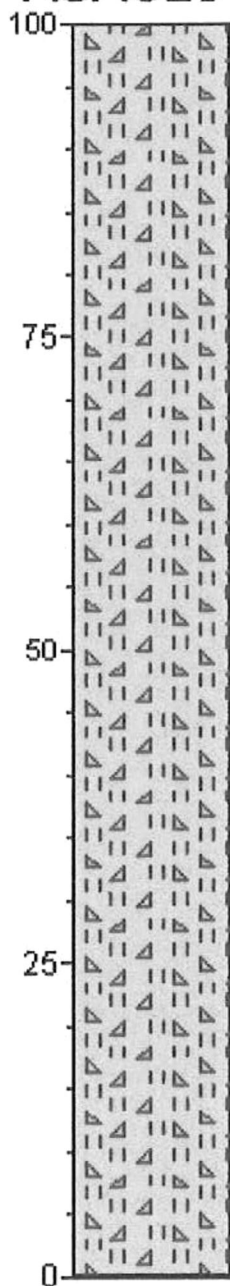


Biocalcarenita de color amarillo claro pálido, bien clasificada la matriz, con fragmentos de roca volcánica escasos en el fondo y con gradación normal y abundantes fósiles fracturados; *Pecten*, *Clypeaster bowersi*. Todos retrabajados: *C. bowersi* algunos bien preservados no se observa estratificación.

Lahar lítico, mal clasificado, de color café claro, bien estratificado, con capas de 0.5 a 100 cm, con fragmentos de roca volcánica (1 a 20 cm), con matriz de toba lítica. Echado de 20° SW.

ASAC19



ASAC20

Lahar lítico mal clasificado, moderadamente bien estratificado en capas gruesas (0.5 a 1 m), interestratificado con capas de toba de color café claro pálido. Fragmentos de roca volcánica de angulosos a redondeados matriz de toba lítica. El lahar es polimíctico, con fragmentos rojos, grises, basaltos vesiculares, pórfidos afaníticos, fragmentos caolinizados. N10° E - 24° NW (echado 24°). La sección esta claramente inclinada.

ASAC21

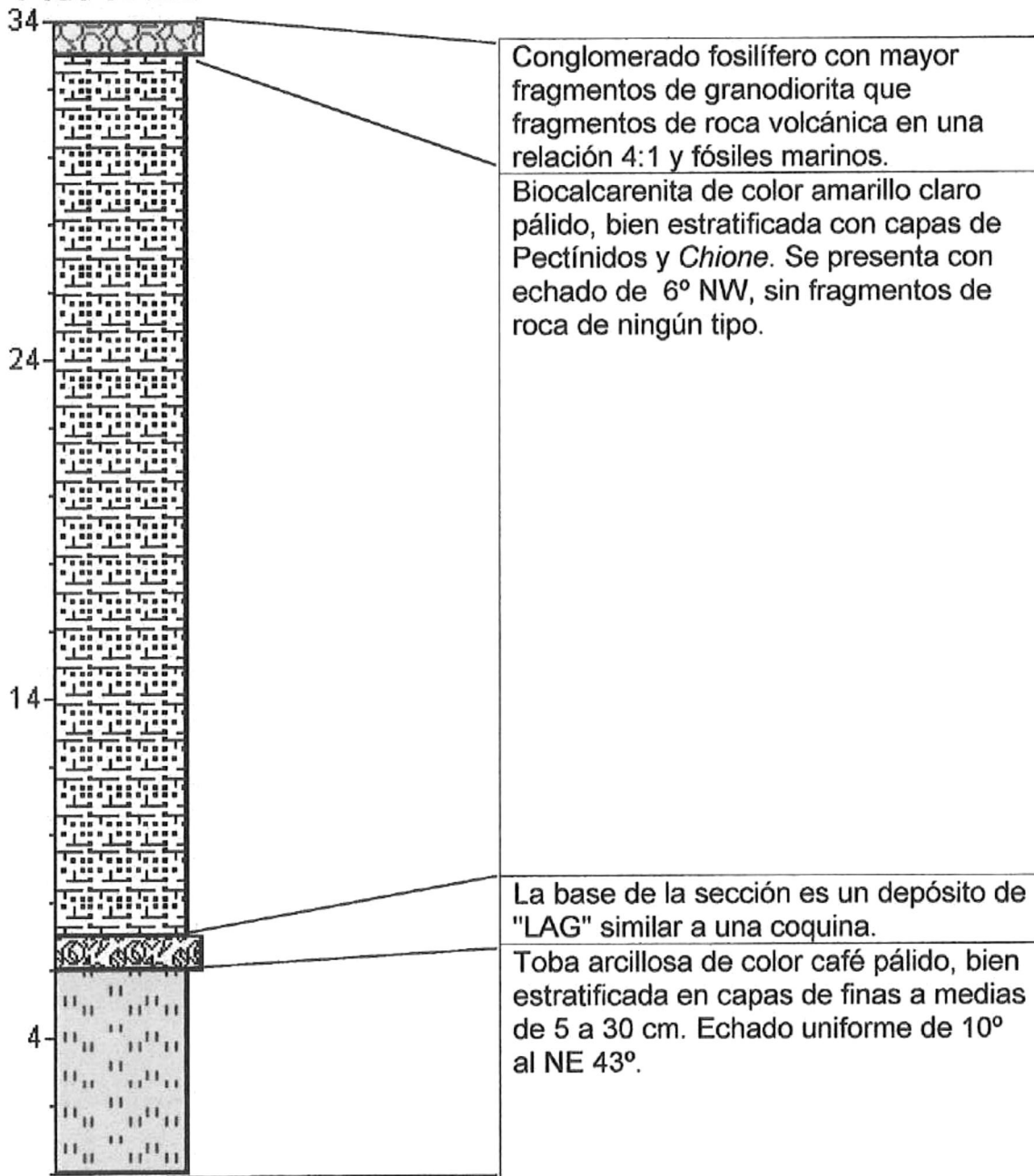


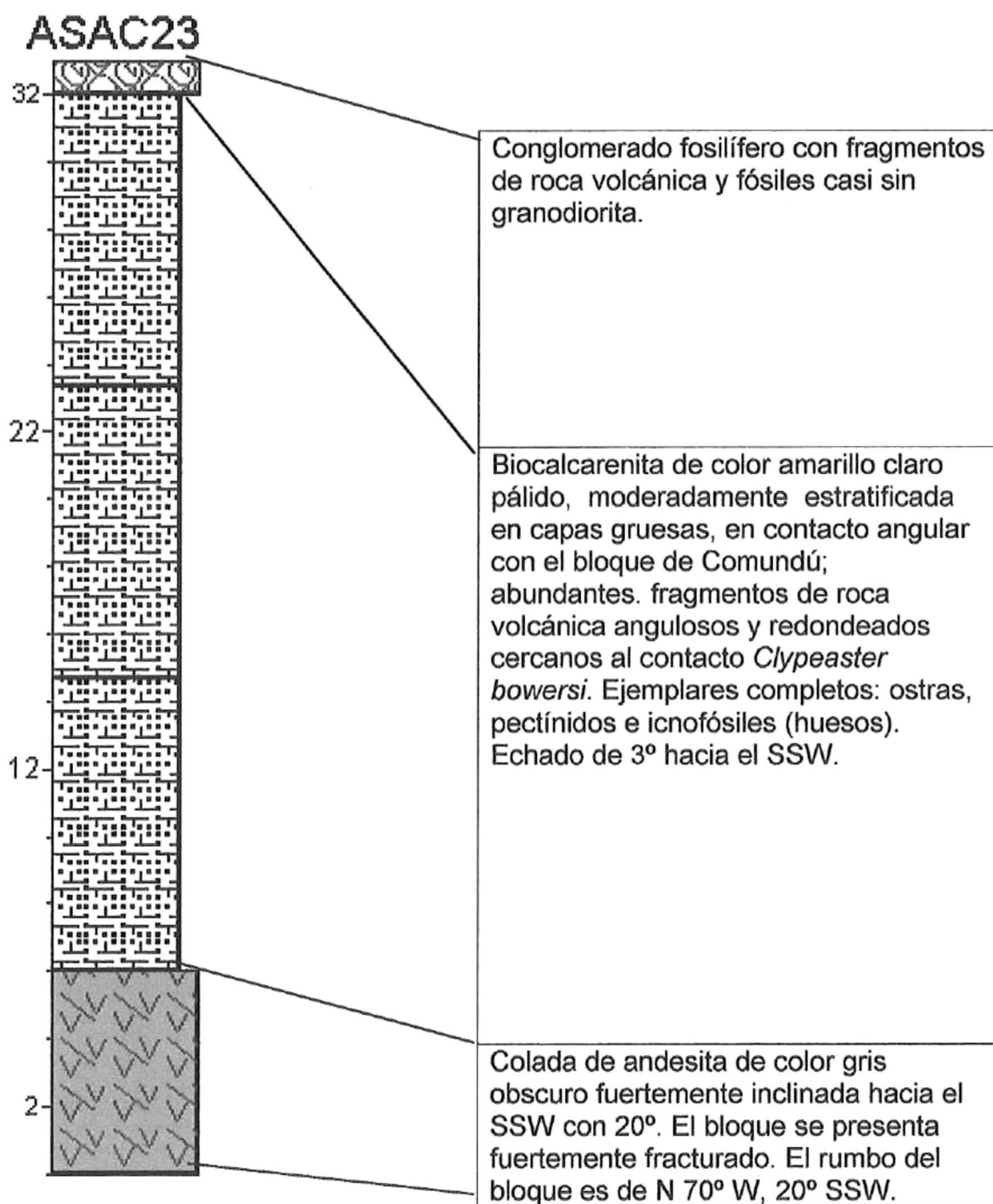
Biocalcarenita de color amarillo claro pálido moderadamente bien estratificada en capas de aproximadamente 1m. Escasos fragmentos de roca volcánica en la base, siendo más frecuentes en la cima, con escasos fósiles (*Pecten*, *Ostreas*, espinas de erizos). Contacto discordante angular.

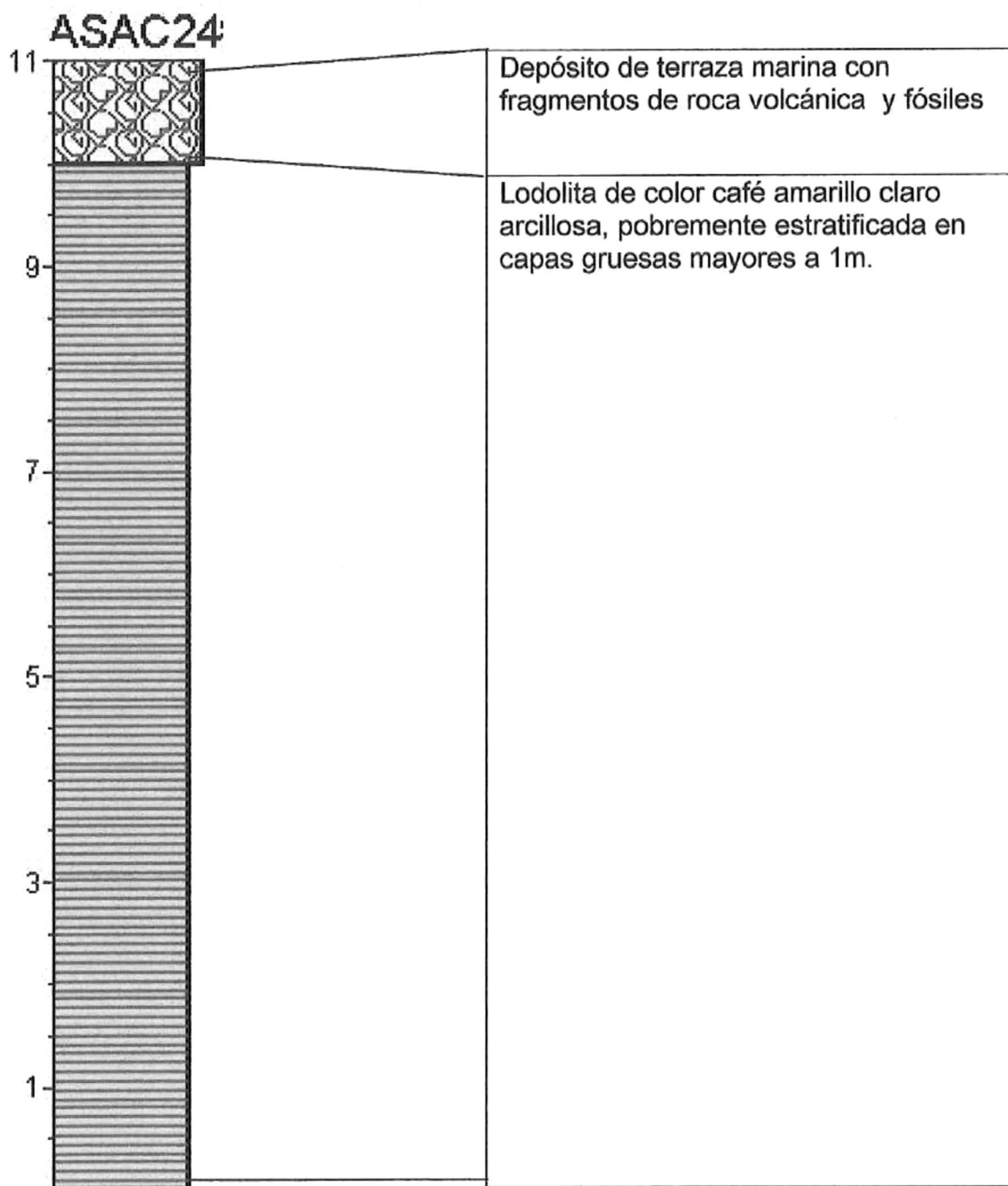
Lahar lítico polimíctico, mal clasificado, moderadamente bien estratificado en capas gruesas de 0.5 a 1 m, interestratificado con capas de toba lítica. La matriz de los lahares es toba lítica. Echado es de N10° E- 24° NW (claramente inclinado). Este afloramiento representa una isla.

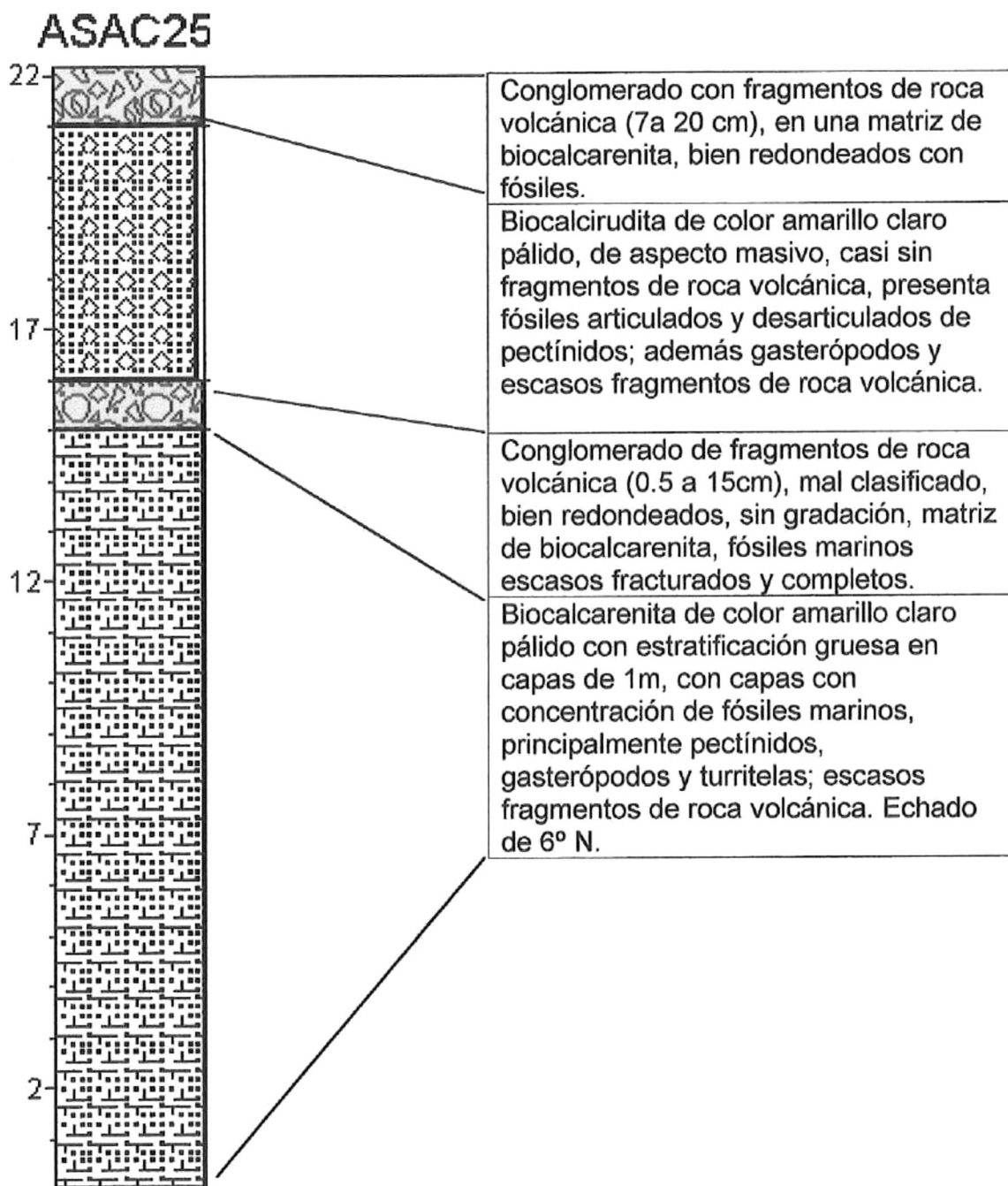
Al fondo del arroyo aproximadamente 200 m se presenta falla vertical N 30° E con deslizamiento hacia el sur.

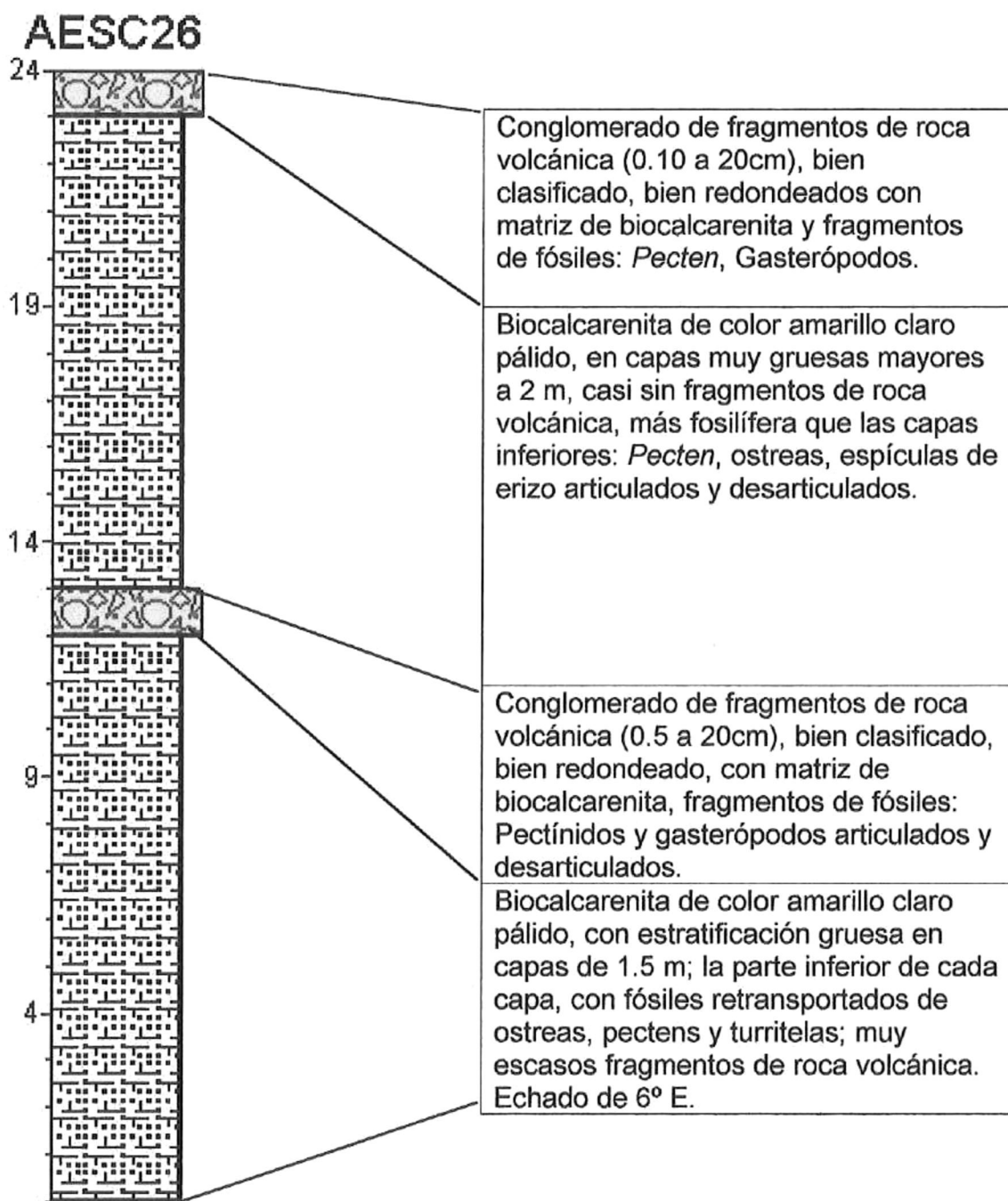
ASAC22

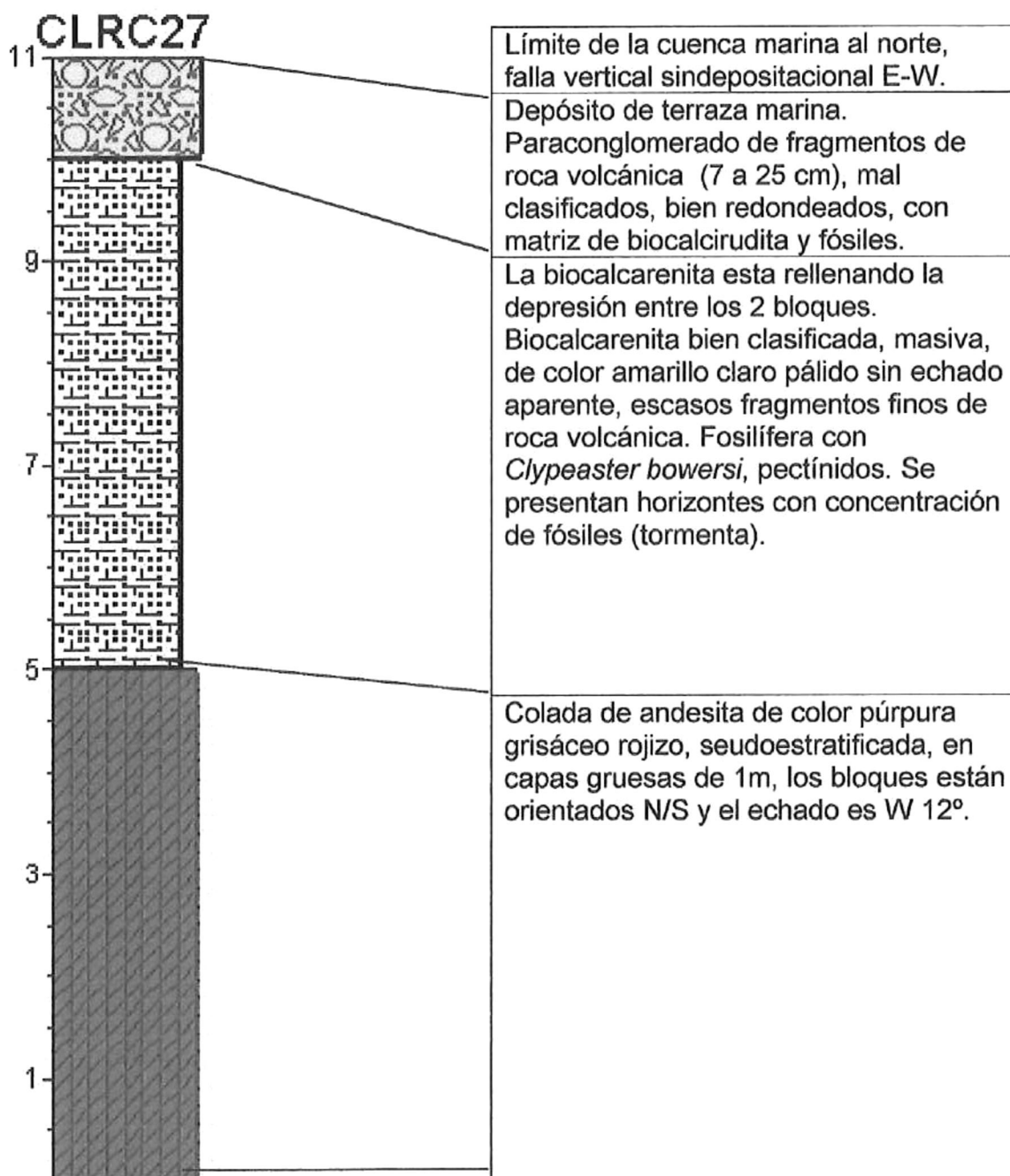


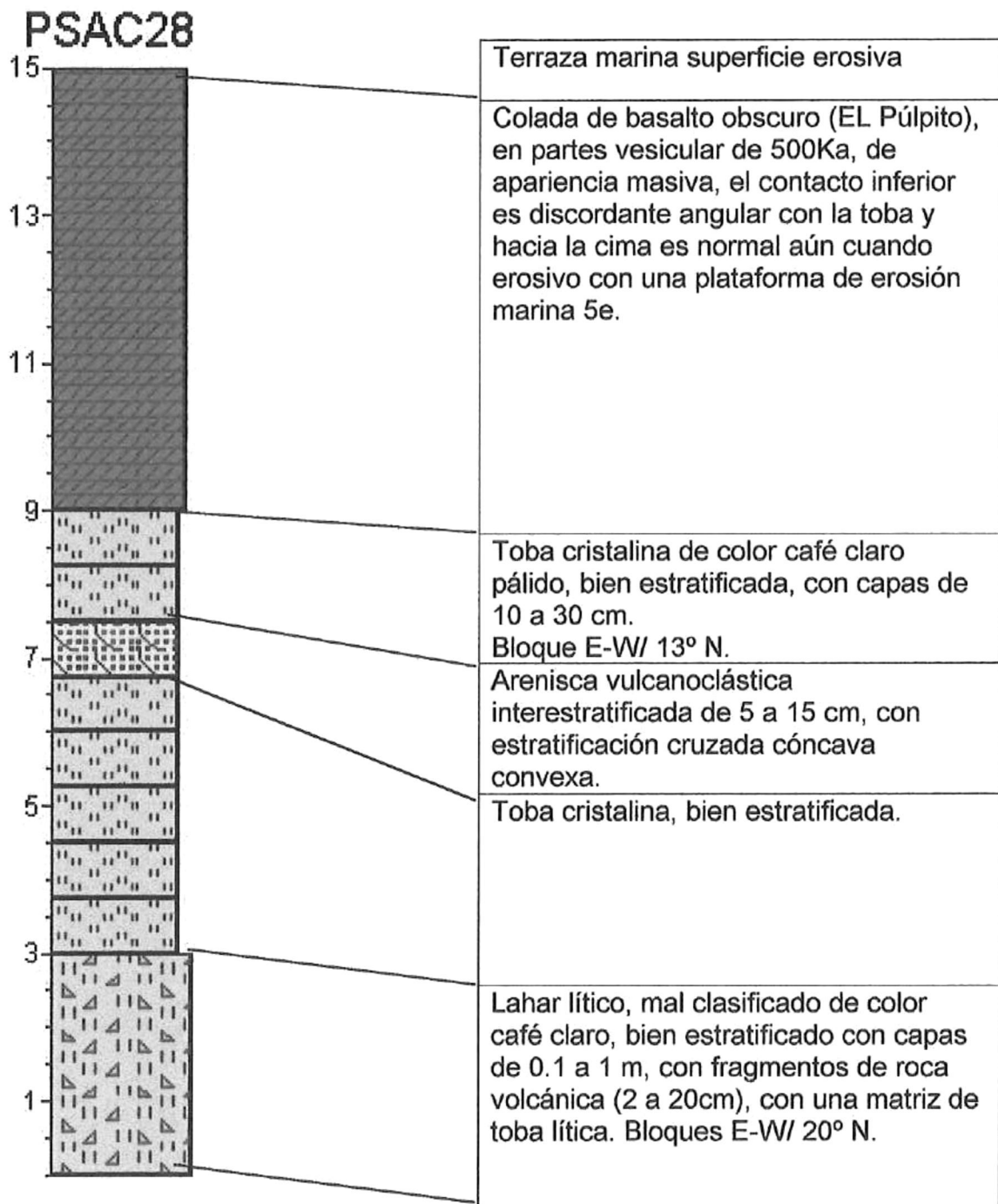


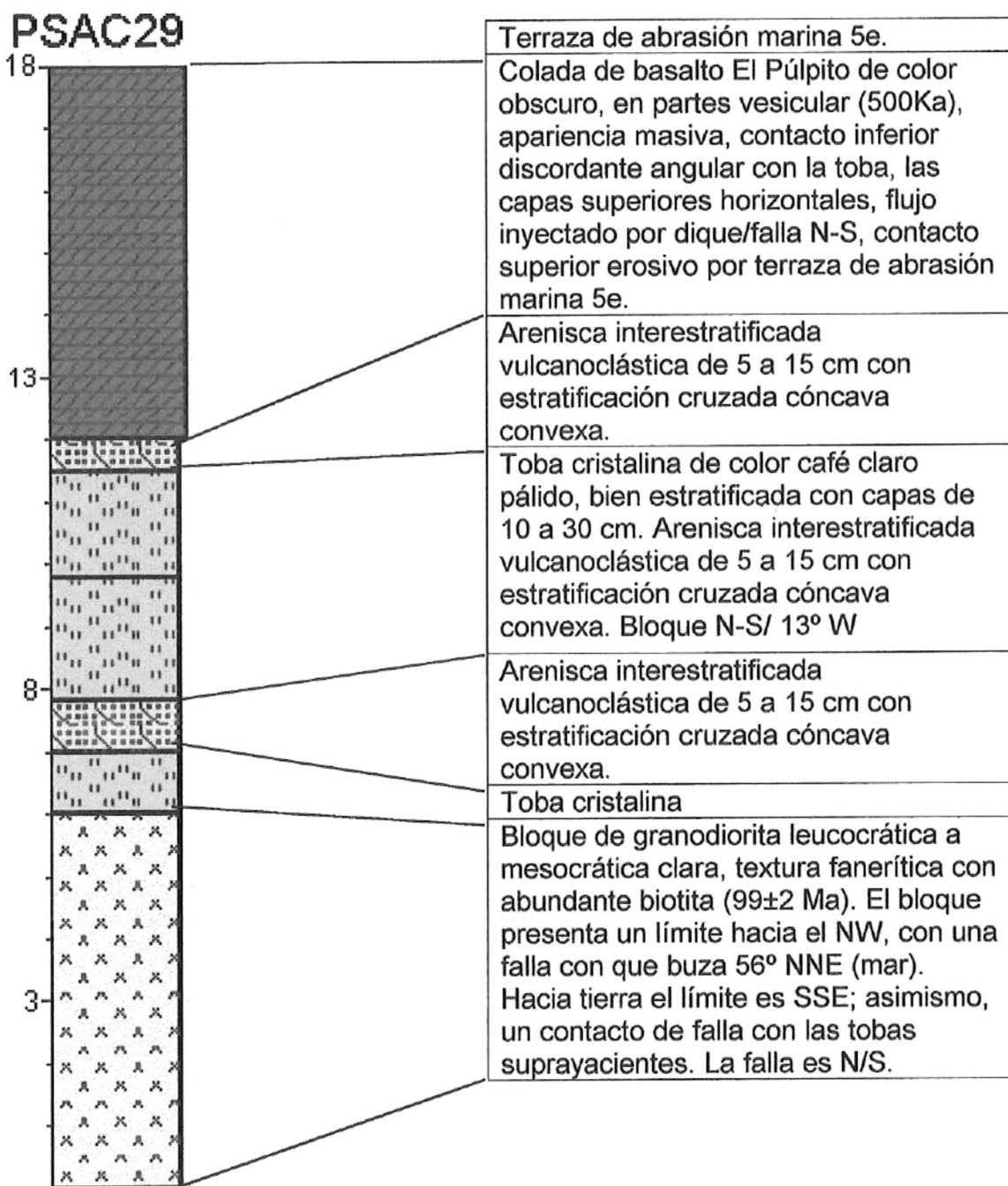




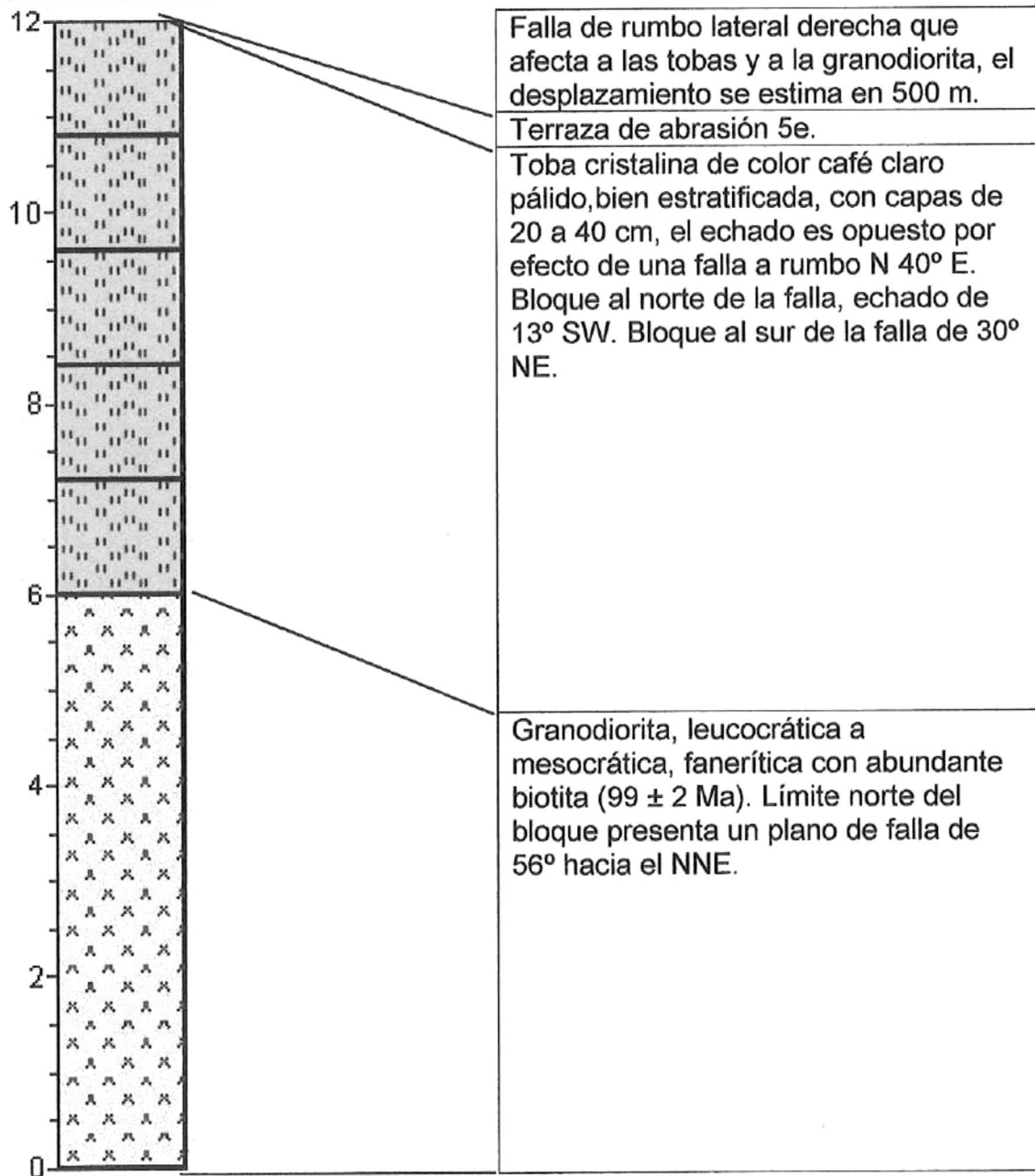






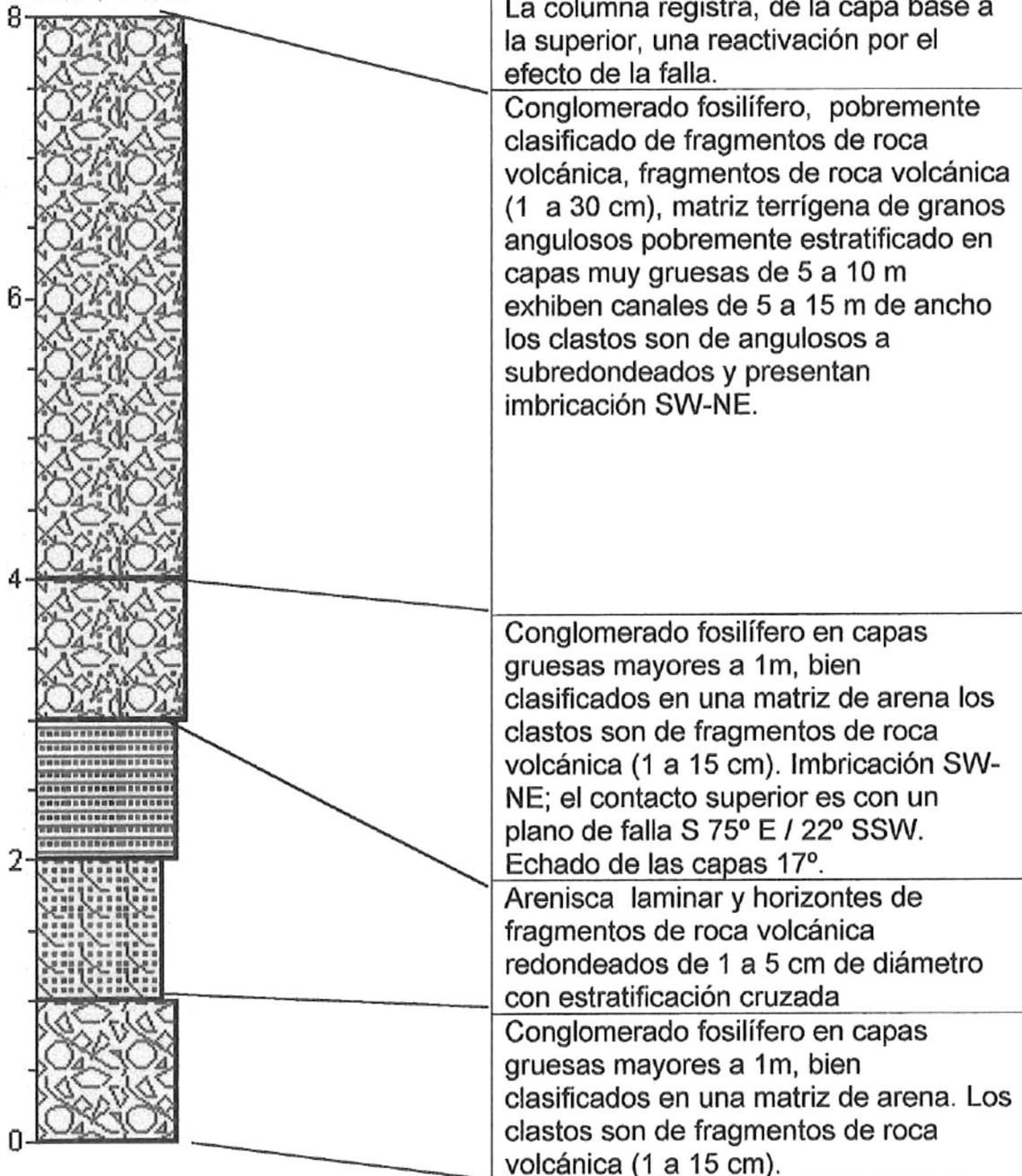


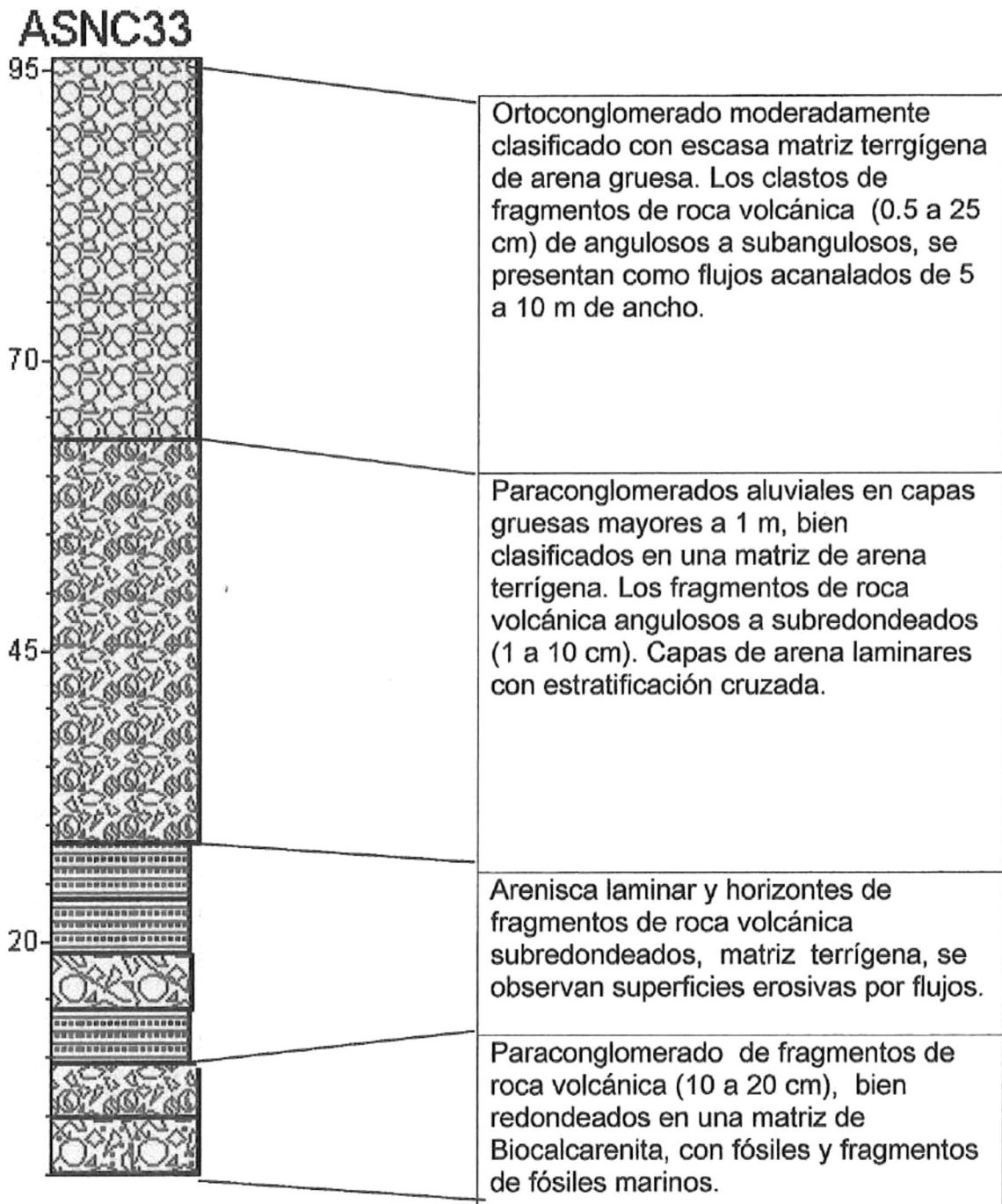
PSAGC30

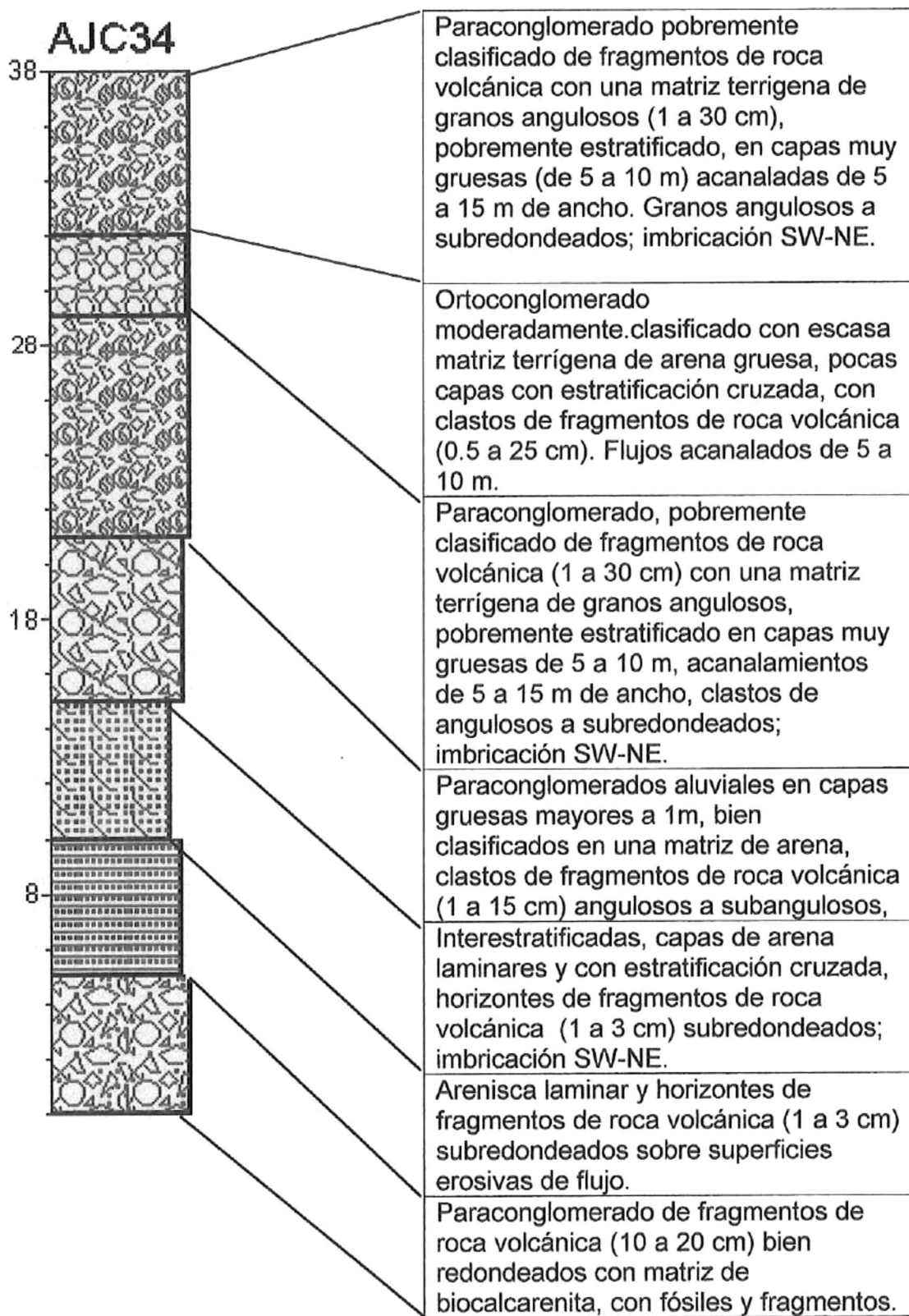


AAC31	
18	<p>Conglomerado fosilífero de fragmentos de roca volcánica (0.1 a 20cm), bien clasificado, bien redondeado, con matriz de Biocalcarenita, con fósiles y fragmentos de fósiles.</p>
	<p>Biocalcarenita de color amarillo claro pálido, en capas muy gruesas mayores a 2 m, casi sin fragmentos de roca volcánica. Fosilíferas <i>Pecten</i>, ostras, galletas de mar. Echado de las capas 10° SE 50°.</p>
13	<p>Conglomerado de fragmentos de roca volcánica en matriz de biocalcarenita capas delgadas intercaladas mayores a 1 m</p>
	<p>Biocalcarenita</p>
8	
	<p>Conglomerado de fragmentos de roca volcánica en matriz de biocalcarenita.</p>
3	<p>Limolita calcárea de color amarillo claro pálido, bien clasificada, de apariencia masiva, sin fósiles, muy bioturbada con abundancia de icnofósiles <i>Ophiomorpha mudosa</i>.</p>

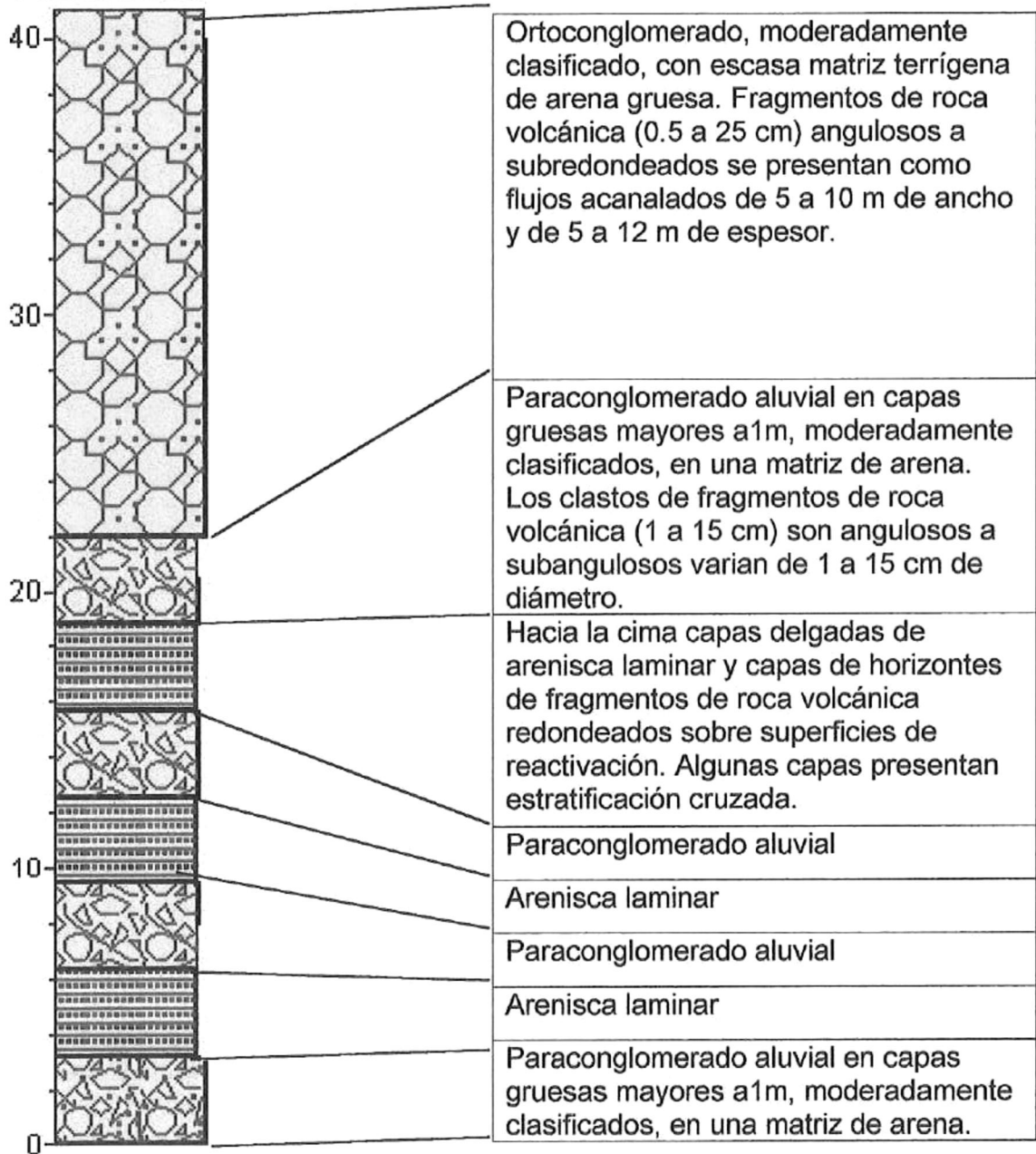
ASNC32



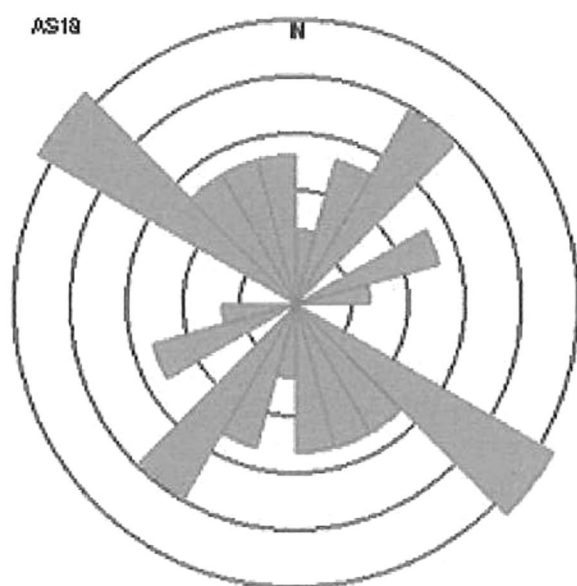




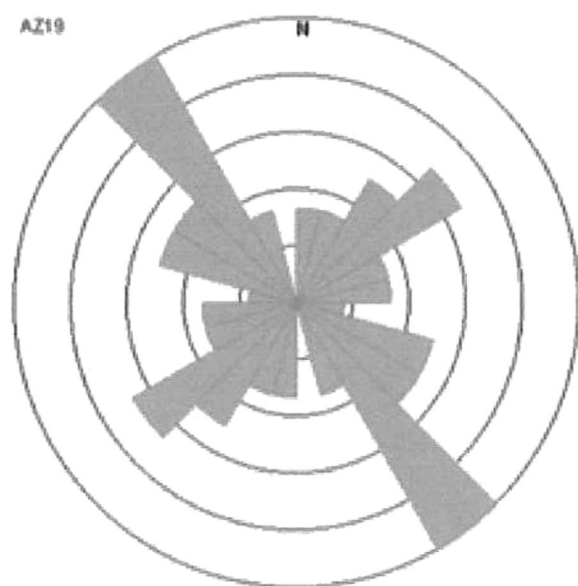
AECC35



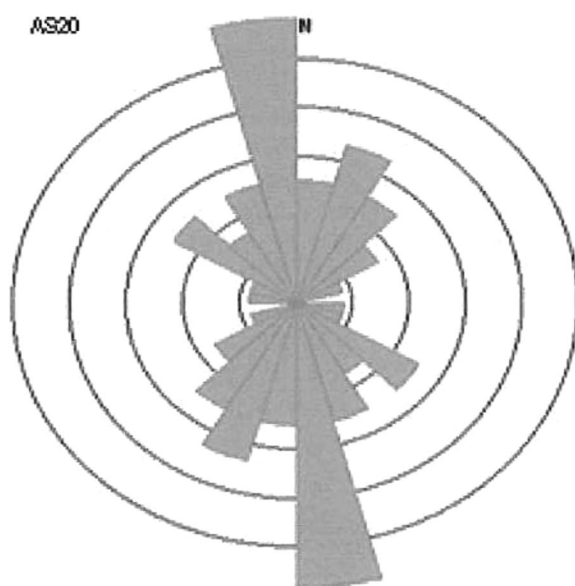
Apéndice B.- Diagramas en rosa de las mediciones registradas sobre clastos en las unidades del abanico aluvial costero, modificado de Staines-Urias [1999].



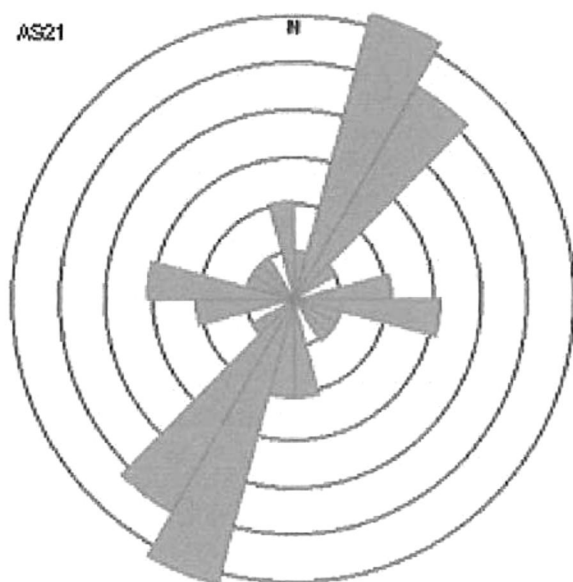
ARROYO EL SAUCITO LOCALIDAD 18



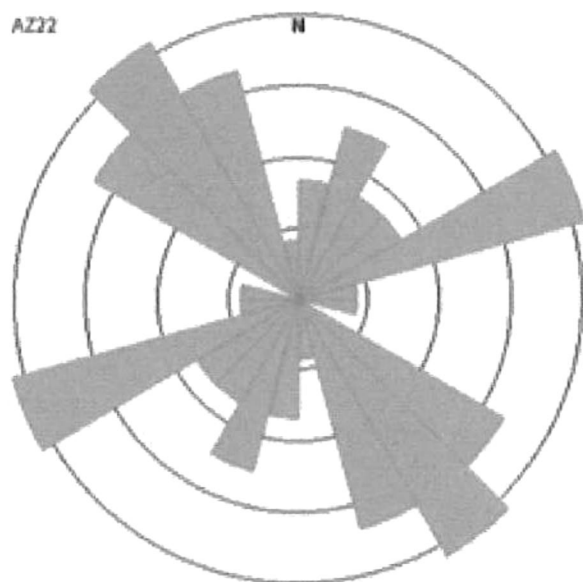
ARROYO LA ZORRA LOCALIDAD 19



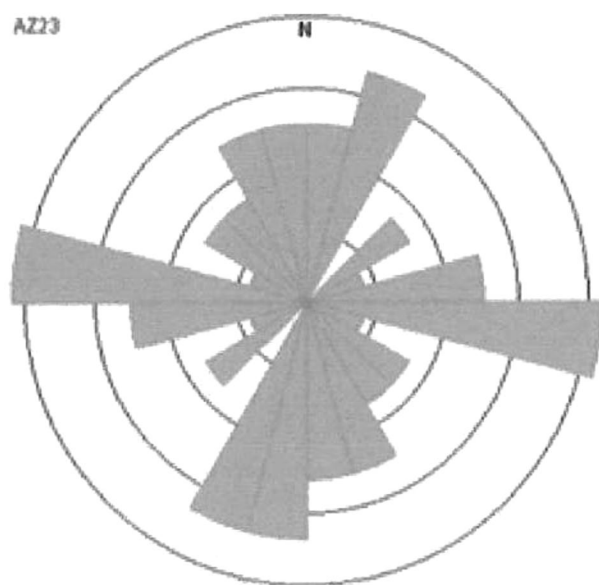
ARROYO EL SAUCITO LOCALIDAD 20



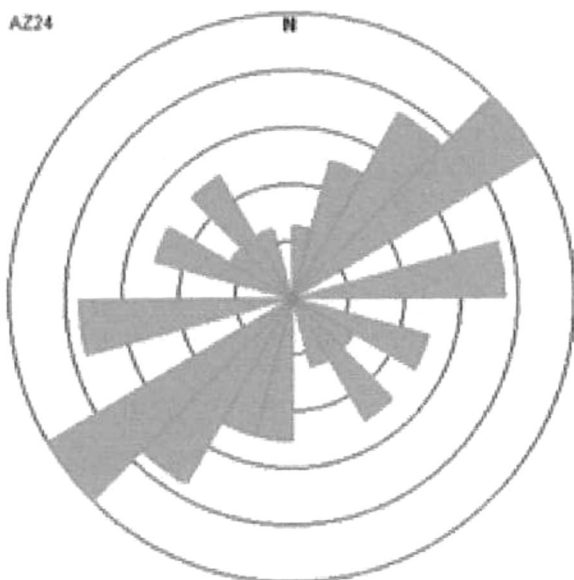
ARROYO EL SAUCITO LOCALIDAD 21



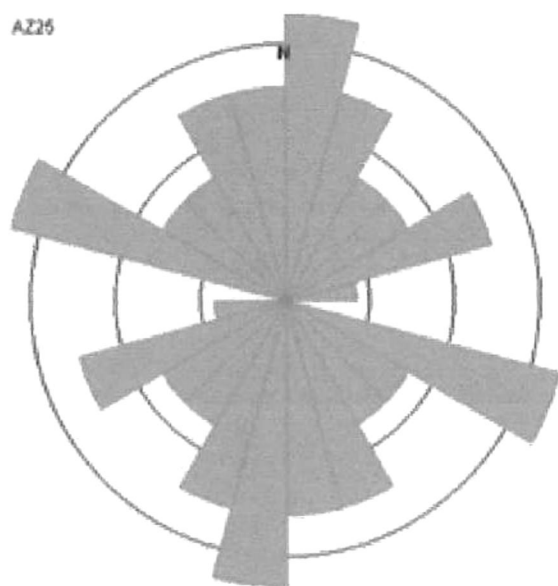
ARROYO LA ZORRA LOCALIDAD 22



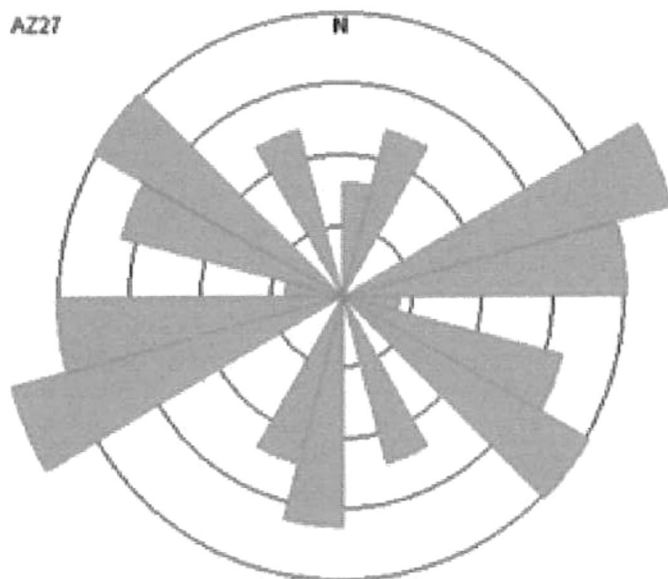
ARROYO LA ZORRA LOCALIDAD 23



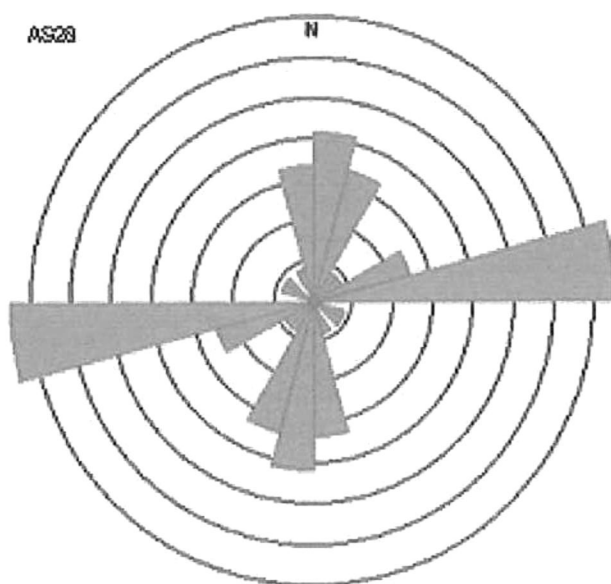
ARROYO LA ZORRA LOCALIDAD 24



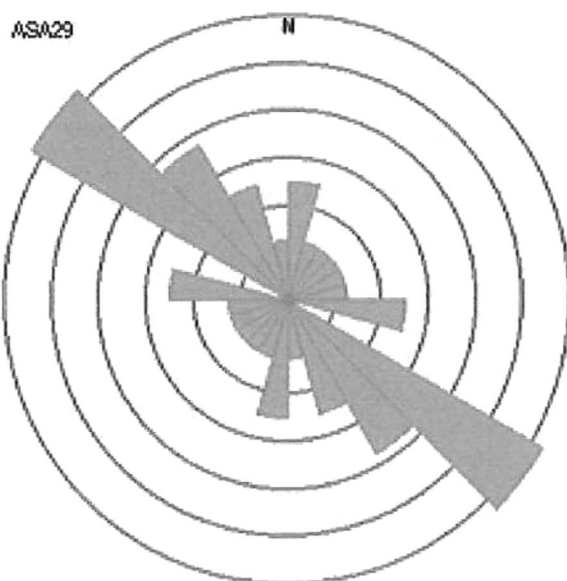
ARROYO LA ZORRA LOCALIDAD 25



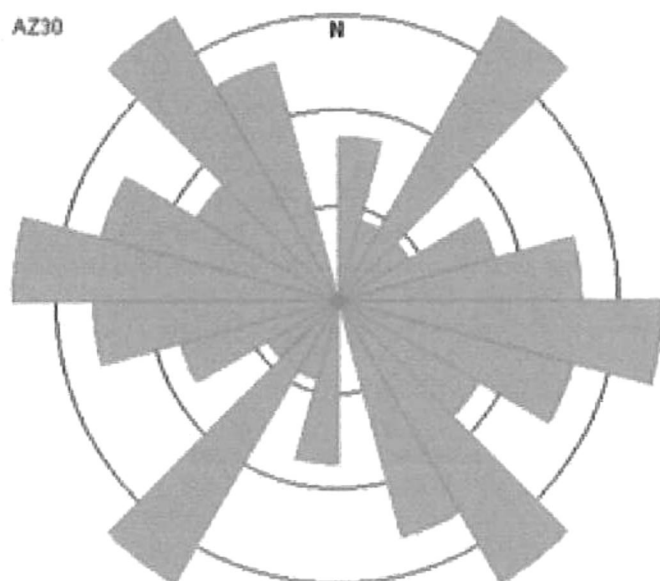
ARROYO LA ZORRA LOCALIDAD 27



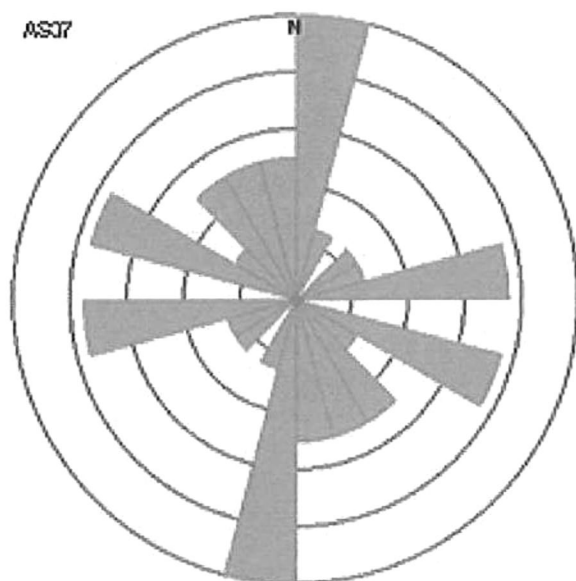
ARROYO EL SAUCITO LOCALIDAD 28



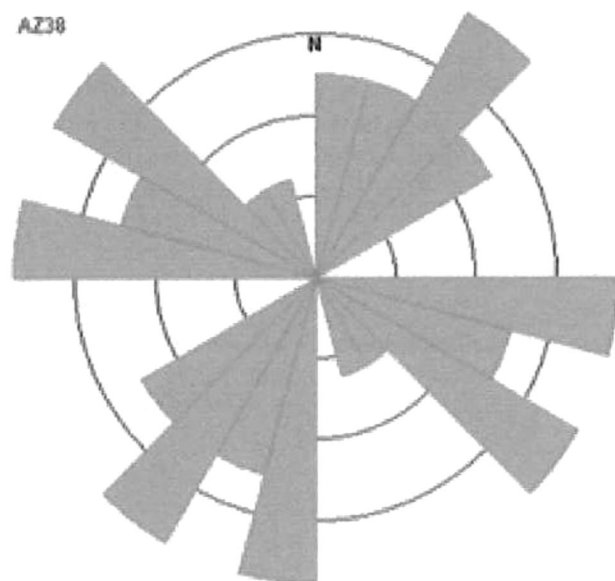
ARROYO SAN ANTONIO LOCALIDAD 29



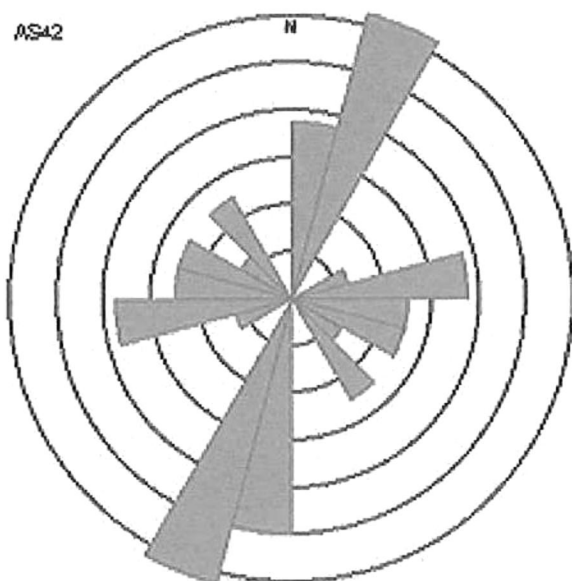
ARROYO LA ZORRA LOCALIDAD 30



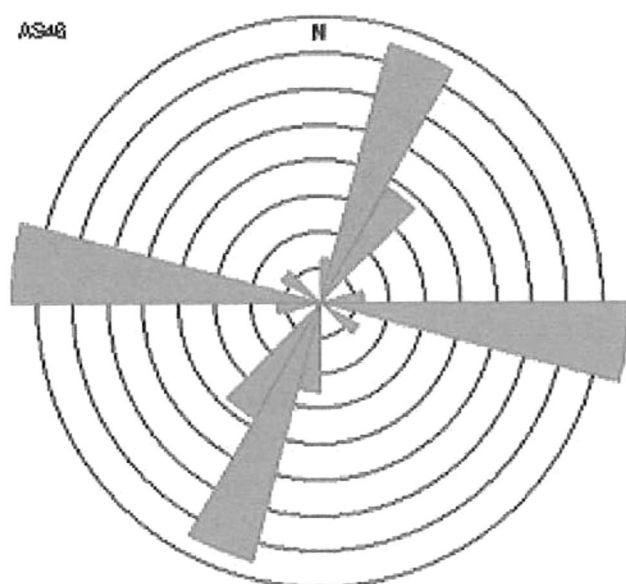
ARROYO EL SAUCITO LOCALIDAD 37



ARROYO LA ZORRA LOCALIDAD 38



ARROYO EL SAUCITO LOCALIDAD 42



ARROYO EL SAUCITO LOCALIDAD 46