

24139



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

“ANALISIS GEOMORFOLOGICO APLICADO A LA PROSPECCION GEOHIDROLOGICA, EN LA SUBCUENCA DEL ARROYO SAN BRUNO, MUNICIPIO DE COMONDU, B.C.S.”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO

P R E S E N T A :

Samuel Villanueva Sánchez



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

CAP.		PAG.
	Resumen	
I.	Introducción	1
I.1.	Antecedentes	1
I.1.1.	Estudios Previos	1
I.2.	Objetivo del Trabajo	2
I.3.	Hipótesis de Trabajo	2
I.4.	Método de Trabajo	3
II.	Geografía	5
II.1.	Localización Geográfica	5
II.2.	Vías de Comunicación	5
II.3.	Población y Actividades Económicas	5
II.4.	Clima	6
II.5.	Vegetación	8
II.6.	Fisiografía	9
II.6.1.	Hidrografía	9
III.	Geología	11
III.1.	Geología Regional	11
III.2.	Estratigrafía	12
III.3.	Geología Histórica y Tectónica	25
III.4.	Geología Estructural	28
IV.	Hidrogeología	31
IV.1.	Unidades Hidrogeológicas	31
IV.2.	Piezometría	33
IV.3.	Características Hidráulicas del Acuífero	35

V.	Hidrogeoquímica	37
V.1.	Familias de Agua	37
V.2.	Distribución Espacial de los Iones Principales	37
VI.	Geomorfología	41
VI.1.	Conceptos Generales	41
VI.2.	Parámetros Morfológicos	43
VI.2.1.	Tipo de Avenamiento	43
VI.3.	Parámetros Morfométricos	45
VI.3.1.	Area de la Cuenca	45
VI.3.2.	Forma de la Cuenca	45
VI.3.3.	Orden de Corrientes	46
VI.3.4.	Relación de Bifurcación	49
VI.3.5.	Carta de Pendientes	50
VI.3.6.	Carta de la Densidad de la Disección del Relieve	53
VI.3.7.	Carta de la Profundidad de la Disección del Relieve	58
VI.4.	Unidades Geomorfológicas	62
VI.4.1.	Relieve Debido a Factores Endógenos Modelado por la Erosión	63
VI.4.2.	Relieve Debido a Factores Exógenos	69
VI.5.	Modelo Conceptual del Sistema Acuífero	72
VII.	Conclusiones y Recomendaciones	73
VII.1.	Conclusiones	73
VII.2.	Recomendaciones	76

Bibliografía

RESUMEN

El presente estudio tiene por objeto definir el comportamiento superficial y subterráneo del agua en la Subcuenca del Arroyo San Bruno (ubicada a aproximadamente 13 km al noroeste de Loreto, Mpio. de Comondú, B.C.S.) a partir de un estudio geomorfológico. Para ello se ha dividido al área de estudio en unidades geomorfológicas como son la forma y el área de la subcuenca, la pendiente de su relieve y algunas características de su avenamiento (tipo, densidad, profundidad de la disección, orden de corrientes y relación de bifurcación). Además, este análisis se ha integrado con otros aspectos estudiados en la zona como son la Geología, Geohidrología, Geoquímica y Geofísica para llegar a definir un modelo conceptual del sistema acuifero presente en el subsuelo del área estudiada.

De acuerdo al análisis geomorfológico se observa que las características físicas y distribución espacial del escurrimiento y la infiltración dependen en gran medida de las condiciones geológicas y climáticas imperantes en la zona. Dentro de las primeras, son particularmente importantes la litología y el fracturamiento que afecta principalmente a las unidades volcánicas expuestas en el área. Con base en este análisis, se definieron 8 unidades geomorfológicas las cuales corresponden básicamente con las unidades geológicas y geohidrológicas definidas en el área. La edad de estas unidades varía desde el Mesozoico hasta el Reciente y su comportamiento geohidrológico como zonas favorables para transmitir agua es variable.

En el subsuelo del valle de la subcuenca se ha detectado, en una primera aproximación, la existencia de dos acuíferos. El acuífero inferior es el que comúnmente se explota, presenta cierto confinamiento en la parte central de la planicie y transicionalmente pasa a ser libre hacia sus límites con la zona montañosa. La profundidad del nivel estático varía de 3 a 15 metros en el superior (libre) mientras que el inferior muestra una variación de 20 a 50 metros. La configuración de las líneas de

igual elevación del nivel estático muestra que en la porción noreste se ha generado una depresión piezométrica lo que induce la dirección del flujo del agua hacia esa zona y se observe cierta recarga proveniente de la zona montañosa que rodea al valle. De acuerdo al análisis geomorfológico, esta recarga tiene su origen en el agua que se infiltra a través de las fracturas que afectan la Formación Comondú en la Sierra de la Giganta y, también, a través del material aluvial de la zona de transición (pie de monte) donde llega a infiltrarse parte importante del escurrimiento que se genera en la zona montañosa. La hidrogeoquímica corrobora parcialmente el sentido del flujo del agua subterránea desde las zonas montañosas y detecta la posible circulación del agua del acuífero inferior por un medio con influencia evaporítica. Comparaciones de los niveles piezométricos de 1977 y 1985 muestran que este acuífero inferior presenta un abatimiento medio anual de alrededor de 2.5 metros.

Los resultados obtenidos de todas las disciplinas utilizadas en este trabajo fueron analizados y sintetizados en conjunto para llegar a elaborar el modelo conceptual del sistema acuífero en el que no se descarta la posibilidad de que el flujo en la zona de estudio pertenezca a un sistema regional. Este flujo debe estar condicionado por el amplio fracturamiento y fallamiento que afecta esta región de México. La recarga al sistema proviene del agua de las lluvias que ocurren principalmente en las zonas montañosas y que se infiltra directamente a través de fracturas o escurre hasta llegar a la zona de transición donde llega a infiltrarse en los materiales de pie de monte.

CAPITULO I

INTRODUCCION

I.1. ANTECEDENTES

Hacia finales del año de 1984 la Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos (S.A.R.H.) otorgó un proyecto al Instituto de Geofísica de la U.N.A.M., el cual consistía en realizar un estudio geohidrológico de evaluación del Valle de San Juan B. Londó, ubicado en la Subcuenca del Arroyo San Bruno, con el fin de conocer la factibilidad de asegurar, hasta el año 2010, el abastecimiento de agua potable a la ciudad de Loreto, en el Estado de Baja California Sur, debido a que esta población se adaptará como zona turística de importancia a nivel nacional. El interés que se dió al citado proyecto propició el hecho de solucionar el problema tomando en consideración los diferentes factores que proporcionarían un mejor conocimiento de la zona de estudio. Entre estos factores se pudo observar la importancia de caracterizar al área desde el punto de vista de la Geomorfología, ya que esta disciplina al estudiar el relieve terrestre, analiza las geoformas, los procesos que los originan, su evolución en el tiempo (edad) y la velocidad con que se están transformando (dinámica). Este análisis permite determinar la influencia y comportamiento del agua en el relieve terrestre.

I.1.1. Estudios Previos.

Existen pocos estudios geológicos en la zona y estos cubren objetivos regionales. El estudio más importante es el realizado por Durham y Anderson en 1940, el cual se publicó en 1950 con el título de "1940. E.W. Scripps Cruise to Gulf of California". En este trabajo Anderson define brevemente la estratigrafía del área del norte de Loreto, y aclara que sólo estuvo un día y medio en esta zona. El mismo autor se refiere a un mapa geológico de Baja California preparado por una expedición de la Marland Oil Company

realizado en 1924. A este trabajo se suma el estudio de Federico Mina que en 1956 publicó un "Bosquejo Geológico de la Parte Sur de la Península de Baja California".

En el aspecto geohidrológico se tiene conocimiento de que la S.A.R.H. realizó en 1978 un estudio preliminar en el área.

Aunque para el extremo sur de la Península se tienen 3 estudios geomorfológicos (Hammond, 1954; Kostenko, 1975; Flores, 1985), de ninguna manera pueden considerarse como antecedentes al que aquí se presenta debido a que no fueron realizados en esta zona y, además, sólo el estudio de Flores presenta una aplicación con la geohidrología de la zona estudiada (Valle La Paz-Carrizal).

I.2. OBJETIVO DEL TRABAJO

Dada la importancia de conocer de manera precisa la influencia que tiene el relieve en el comportamiento superficial y subterráneo del agua, el presente trabajo tiene como objeto el realizar un estudio geomorfológico de la subcuenca geohidrológica del Arroyo San Bruno. Se considera relevante el determinar las relaciones que se establecen entre las características geomorfológicas y geohidrológicas de la subcuenca, atendiendo la circulación del agua subterránea y sus zonas de recarga.

I.3. HIPOTESIS DE TRABAJO

Los fenómenos de precipitación, escurrimiento e infiltración se presentan de forma compleja en la subcuenca de estudio, debido a ello su comportamiento e intensidad son variables en espacio y tiempo; sin embargo, pueden ser definidos de forma cualitativa con base en el análisis de los principales parámetros morfológicos y morfométricos de la subcuenca. De acuerdo a lo anterior, se han definido en este trabajo las siguientes hipótesis:

- 1) La litología, la estructura geológica y el fracturamiento son los principales factores que condicionan las características del avenamiento en la subcuenca de estudio.
- 2) Las características del avenamiento (forma, densidad, profundidad) son indicadores de su eficiencia y, por lo tanto, del comportamiento del escurrimiento y de la infiltración.
- 3) El análisis de la carta geomorfológica, enfocada a la prospección geohidrológica, permite definir las zonas potenciales de recarga, así como discernir la importancia relativa de cada una de ellas en el contexto general del sistema acuífero.
- 4) El comportamiento del agua en el subsuelo puede ser inferido con el análisis de los parámetros geomorfológicos principales de la subcuenca.
- 5) La Geomorfología complementa el modelo conceptual del sistema acuífero que se genera con información de otras disciplinas como la Geohidrología, Geofísica, Geoquímica y Geología.

I.4. METODO DE TRABAJO

El presente estudio consistió básicamente de 3 etapas. En la primera etapa se recopiló toda la información existente con referencia al área, considerando los aspectos climatológicos, geológicos y topográficos. Simultáneamente, en esta primera etapa se interpretaron fotografías aéreas escala 1:50,000 procesadas por la Secretaría de Programación y Presupuesto (S.P.P.).

En estas fotografías se definieron contactos litológicos, fallas, fracturas, dirección de buzamiento de estratos, la red de avenamiento, así como la expresión morfológica de los diferentes tipos litológicos. La interpretación fotogeológica fue transferida a un mapa topográfico base, escala 1:50,000.

Estas actividades sirvieron como apoyo para determinar, en una primera aproximación, zonas de interés en cuanto a diferencias cualitativas en la permeabilidad de las unidades litológicas, eficiencia del avenamiento, zonas preferenciales de escurrimiento, influencia de las estructuras geológicas en los procesos de infiltración y escurrimiento, planeación de las actividades de censo de aprovechamientos, pruebas de bombeo y toma de muestras de agua.

La segunda etapa consistió en la verificación de campo de la interpretación fotogeológica tomando en consideración las zonas de interés previamente delineadas. También se realizó el censo de pozos, pruebas de bombeo y toma de muestras de agua. Cabe mencionar que se trató de distribuir las pruebas de bombeo lo mejor posible dado que hubo de ajustarse a los tiempos de operación de los propietarios de los pozos.

En la tercera etapa, se elaboró la cartografía geológica definitiva con base en las cartas topográficas Loreto -con clave G12 A88- y Santa Rosa -con clave G12 A78-, escala 1:50,000, editadas por la Secretaría de Programación y Presupuesto y que cubren totalmente el área de estudio. Simultáneamente, se realizó la caracterización geomorfológica de la subcuenca a partir de parámetros morfológicos y morfométricos como son: forma de la subcuenca, tipo de avenamiento, orden de corrientes, relación de bifurcación, densidad de la disección del relieve, ángulo de pendiente y, con base en estos elementos, la construcción de un perfil compuesto geológico-geomorfológico y la carta geomorfológica. Posteriormente, se efectuó el análisis y síntesis de toda la información obtenida considerando, además, los resultados geohidrológicos obtenidos por Ortega (1986) y por el Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. (1987), lo que permitió llegar a definir el modelo conceptual del sistema acuífero estudiado.

CAPITULO II

GEOGRAFIA

II.1. LOCALIZACION GEOGRAFICA

La zona objeto del presente estudio se localiza en la porción centro-este del Estado de Baja California Sur, en el municipio de Comondú, a escasos 13 kilómetros al noroeste de la ciudad de Loreto. Se encuentra comprendida entre los paralelos $26^{\circ} 01' 00''$ y $26^{\circ} 22' 00''$ de Latitud Norte y los meridianos $111^{\circ} 37' 30''$ y $111^{\circ} 22' 00''$ de Longitud Oeste. El área cubre una superficie aproximada de 618.5 km^2 (Figura II.1.1.).

II.2. VIAS DE COMUNICACION

La carretera transpeninsular México No. 1 comunica la zona de estudio con las ciudades de Santa Rosalía, Rosarito, Loreto, Villa Constitución y La Paz, que es capital del Estado. Esta carretera atraviesa de noroeste a sureste el área de estudio.

El acceso también puede lograrse por vía aérea a través de los aeropuertos de Loreto y La Paz. Debido a que la subcuenca se encuentra junto a la costa del Golfo de California, es posible el acceso por vía marítima.

Brechas y terracerías comunican a los diferentes puntos dentro de la zona de estudio (Figura II.1.1.).

II.3. POBLACION Y ACTIVIDADES ECONOMICAS

El área de estudio cuenta con una población de 350 habitantes aproximadamente, la cual se concentra hacia la planicie y, en menor proporción, en las estribaciones de los terrenos montañosos.

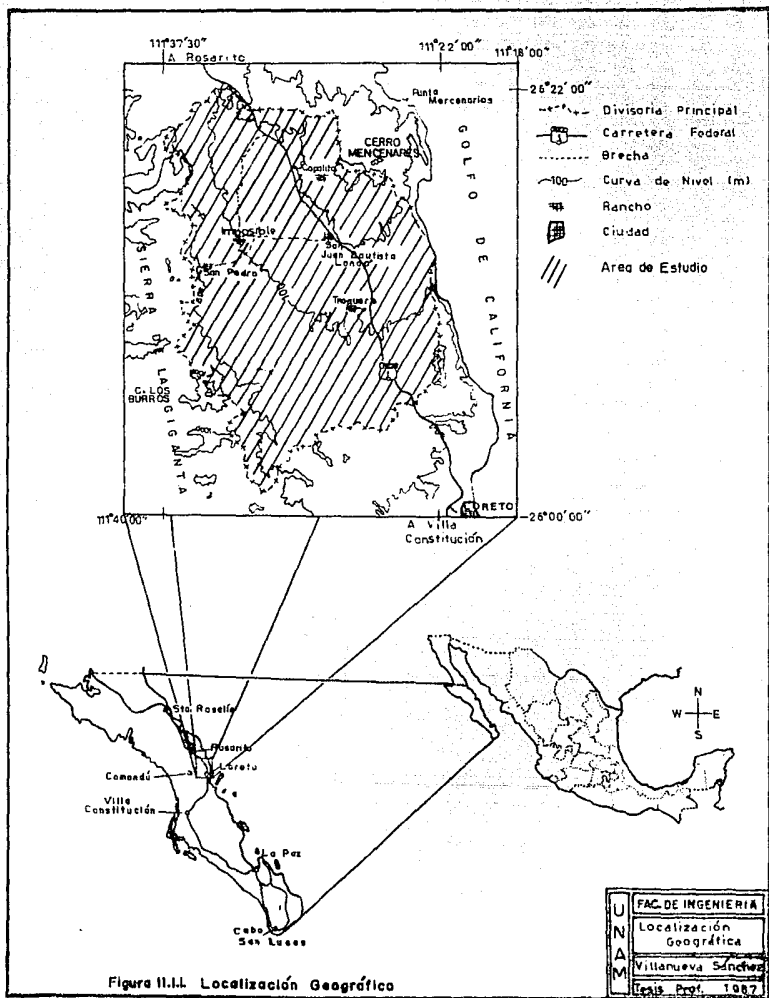


Figura II.1.1. Localización Geográfica

La actividad económica más importante es la agricultura. Esta actividad se desarrolla preferencialmente en la porción norte del valle de San Juan B. Londó y en la zona de Buenavista. Se cultiva trigo, maíz, frijol, melón, sandía, jitomate, y otros productos que en su mayor parte están comprometidos a la exportación hacia los Estados Unidos de América. Para el cultivo y cosecha la comunidad cuenta con maquinaria moderna.

Las actividades ganadera y minera no son significativas en la zona.

II.4. CLIMA

En la zona de estudio no se encuentran estaciones climatológicas, sin embargo existen tres estaciones cercanas que se ubican en las poblaciones de Rosarito, Loreto y Comondú (Figura II.4.1.). Estas estaciones tienen información de precipitación, temperatura y evaporación para un período que abarca aproximadamente de 1941 a 1983.

Las estaciones referidas se localizan en zonas de planicie de baja altitud con respecto al nivel del mar y, por lo tanto, no proporcionan datos para las diversas zonas topográficas de la región. Por consiguiente, los datos climatológicos mostrados en la tabla II.4.1. deben ser relacionados únicamente a la planicie de la subcuenca.

Lo anteriormente expuesto nos inclina a considerar a la Carta de Climas (Hoja Santa Rosalía), editada por la Secretaría de Programación y Presupuesto y el Instituto de Geografía de la U.N.A.M. (1970), como la mejor opción para describir la variación climática dentro de la subcuenca de estudio.

De acuerdo a esta carta, que se basa en la clasificación de Köppen modificada por García, la zona de estudio cuenta con tres subtipos de clima; corresponden al Grupo de Climas Secos (B) y su influencia en el área está en estrecha relación con la topografía (Figura II.4.1.). Estos climas son:

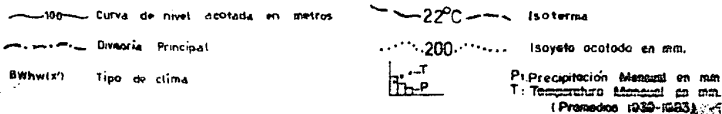
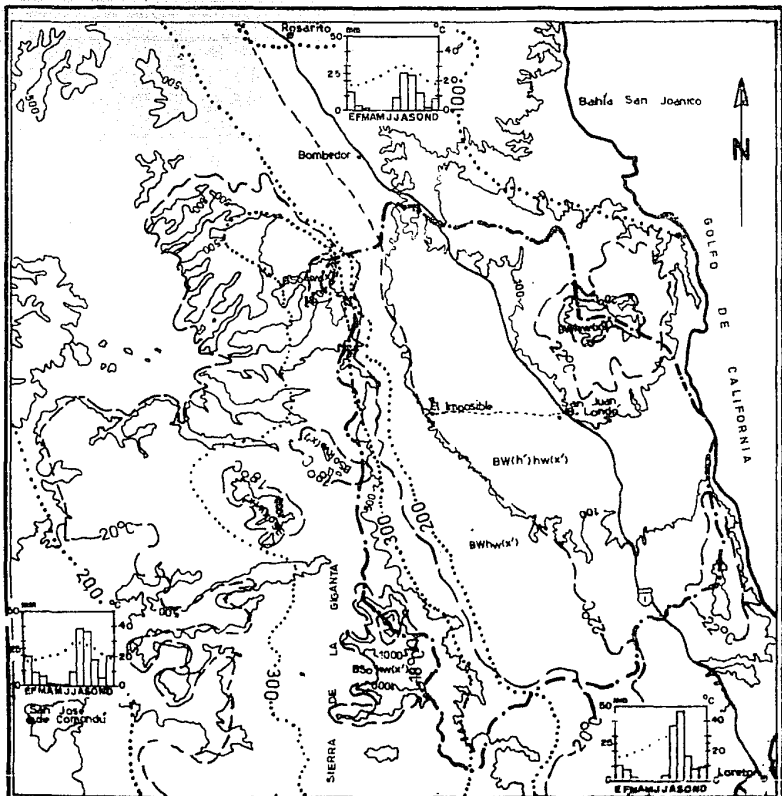


Figura II.4.1. CLIMATOLOGIA

a) $BW(h')hw(x')$. - Corresponde al tipo de Climas Muy Secos (BW) que se caracterizan por presentar lluvias en verano, invierno y escasas el resto del año. Pertenecen a los subtipos muy secos cálidos. En particular, este subtipo presenta lluvia de verano con por ciento de precipitación invernal mayor a 10.2 con respecto a la anual.

Este subtipo de clima presenta mayor influencia hacia las partes bajas del área, cubriendo toda la planicie. El total de precipitación anual para esta zona es menor de 200 mm; la precipitación media la podemos considerar como de 144.5 mm anuales si consideramos los datos de la estación climatológica de la ciudad de Loreto para un período de tiempo que abarca de 1941 a 1983. La temperatura media anual es mayor a 22°C en este tipo de clima, obteniéndose para el período de 1948 a 1983 un promedio de 23.9°C en la estación climatológica de Loreto.

b) $BWhw(x')$. - Corresponde al tipo de Climas Muy Secos (BW) y a los subtipos muy secos semicálidos con invierno fresco. En este clima las lluvias son en verano y el por ciento de precipitación invernal es mayor a 10.2 con respecto a la anual. Su influencia se presenta donde la topografía comprende alturas entre los 100 y 950 metros. La temperatura media anual para esta zona varía según la altura topográfica, desde los 18°C hacia las partes más elevadas hasta los 22°C hacia las partes más bajas. El promedio de lluvia anual varía desde 200 hasta 300 mm.

c) $BSokw(x')$. - Este tercer tipo de clima corresponde a los tipos más secos de los Climas Secos (BSO) que presentan lluvias en verano y escasas a lo largo del año. Pertenecen a los subtipos secos templados con verano cálido. En este clima, las lluvias son en verano y el por ciento de precipitación invernal es mayor a 10.2. La temperatura media anual varía entre 12°C y 18°C . Tiene menor influencia en el área ya que se encuentra restringido a las partes más altas, donde la altitud topográfica alcanza más de 950 metros. La temperatura media anual es menor a los 18°C y la precipitación media anual es un poco mayor de los 300 mm.

II.5. VEGETACION

En la Península se desarrollan gran diversidad de especies vegetales, característicos de clima desértico. De acuerdo al mapa de Uso de Suelo y Vegetación (S.P.P., 1980), escala 1:1,000,000, en el área de estudio encontramos básicamente dos zonas con tipos vegetativos característicos y que se describen a continuación.

a) **Matorral Sarcocaulc.**- Se trata de una comunidad vegetal caracterizada por la dominancia de arbustos de tallos carnosos, algunos de corteza papirácea y cuyas especies más representativas son el Copal (*Bursera hindsiana*), el Torote Colorado (*Bursera microphylla*), el Incienso (*Encelia farinosa*), el Ocotillo (*Fouquieria s.p.p.*) y la Gobernadora (*Larrea tridentata*), entre otras. Se localiza en las partes montañosas con más de 200 metros de altura.

b) **Matorral Crasicaule y Matorral Sarco-Crasicaule.**- Estos tipos vegetativos se localizan en la planicie y en las zonas con menos de 200 metros de altura con respecto al nivel del mar. El Matorral Crasicaule está formado por cactáceas grandes y tiene como especies características el Cardonal, el Garambullo (*Myrtillocactus geometrizans*), el Organo (*Stenocereus dumortieri*) y el Sahuaro (*Carnegia gigantea*).

El Matorral Sarco-Crasicaule se caracteriza por la presencia de gran número de forma de vida o biotipos, destacando entre ellas las especies saucocaulc y crasicaule, o sea plantas carnosas de tallo grueso y plantas de tallo suculento y jugoso, por lo general de gran talla, con forma de candelabro. Las especies más conspicuas son el Cirio (*Fouquieria columnaris*), el Cardón (*Pachycereus pringlei*), la Candelilla (*Pedilanthus macrocarpus*) y el Copalquin (*Pachycormus discolor*).

II.6. FISIOGRAFIA

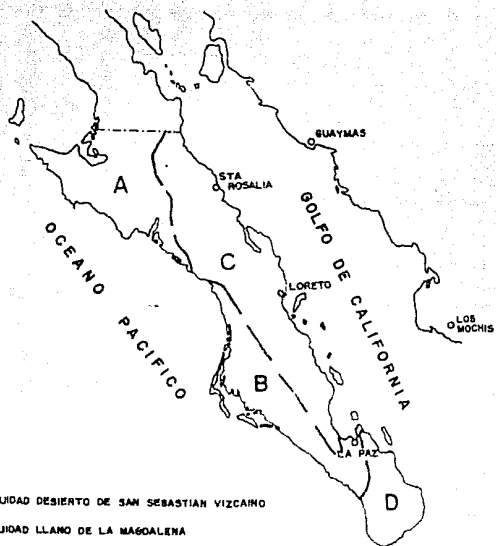
Con base en la Carta Fisiográfica La Paz (S.P.P., 1981) la subcuenca del Arroyo San Bruno se localiza en la porción centro occidental de la Subprovincia Fisiográfica Sierra de la Giganta. Esta subprovincia tiene por límites, al noroeste la Discontinuidad Desierto de San Sebastián Vizcaino, al sur y suroeste la Discontinuidad Llano de la Magdalena y al este el Golfo de California (Figura II.6.1.).

La subprovincia fisiográfica Sierra de la Giganta se caracteriza por la presencia de sierras altas con cañadas, lomeríos y planicies. El elemento principal de esta provincia lo representa la Sierra de la Giganta que se extiende continuamente entre los 24 y 27 grados de Latitud Norte, con una orientación noroeste-sureste. Esta prominencia de naturaleza volcánica presenta hacia el Golfo de California una topografía muy abrupta, mientras que hacia el Océano Pacífico gradualmente va descendiendo con topografía suave con geofomas de mesetas disectadas por cañadas.

Localmente, la subcuenca del Arroyo San Bruno se caracteriza por la existencia de una planicie central de origen tectónico que se extiende hasta el golfo, en la zona de Buenavista. La planicie se encuentra delimitada principalmente por la Sierra de la Giganta cuyo relieve en esta zona es muy abrupto, disectado por cañadas profundas y elevaciones que alcanzan los 1600 metros sobre el nivel del mar. Hacia el extremo sur de la subcuenca se observa una serie de lomeríos de topografía suave que se ven disectados por cañadas poco profundas.

II.6.1. Hidrografía.

La red de avenamiento en toda la subcuenca es intermitente y en general centripeto, localmente se observa la existencia de 3 patrones básicos de avenamiento que son el radial, el denticado y el paralelo. La distribución y análisis detallado de cada uno de estos tipos de avenamiento se explica en el capítulo VI.



- A DISCONTINUIDAD DESIERTO DE SAN SEBASTIAN VIZCAINO
- B DISCONTINUIDAD LLANO DE LA MAGALENA
- C SIERRA DE LA GIGANTA
- D DISCONTINUIDAD DEL CABO

Figura 11.6.1. Subprovincias y Discontinuidades de la Porción Sur de la Provincia Fisiográfica Península de Baja California (Según S.P.P., 1981).

La corriente principal es el Arroyo San Bruno que desemboca al golfo, a lo largo de su recorrido recolecta alrededor del 85 por ciento del escurrimiento superficial potencial total de la subcuenca. Como corrientes secundarias pueden mencionarse a los arroyos Naucojoa, El Alamo, San Pedro, Papifil, San Vicente, El Descanso, El Salto, San Antonio y El León (Ver Mapa No. 2).

Los arroyos San Antonio y El Salto recolectan gran parte del escurrimiento potencial generado en la porción sur del área, definen una subcuenca secundaria (Ver Mapa No. 2) que abarca 124 km² aproximadamente, lo que representa el 20% del área total; en este lugar el avenamiento es más conspicuo en relación a las otras zonas de la subcuenca.

CAPITULO III

GEOLOGIA

III.1. GEOLOGIA REGIONAL

La Península de Baja California presenta una gran complejidad tanto en el aspecto estructural como en los afloramientos rocosos que varían desde el Paleozoico hasta el Reciente.

De acuerdo a la división en porciones geológicas de la Península propuesto por Morán (1984), el área de estudio se localiza en la Porción de la Sierra de la Giganta, ésta tiene por límites las porciones siguientes: al norte con la Península de Baja California Norte, al sur y oeste con las Cuencas de Vizcaino y Purísima-Iray y al este con el Golfo de California (Figura III.1.1.).

La Sierra de la Giganta constituye el macizo montañoso más importante de la parte sur de la Península. Tiene una inclinación suave hacia el Pacífico y se inclina hacia el norte cerca del paralelo 28, en donde desaparece el Batolito Californiano, y llega hasta la altura de la ciudad de La Paz. Está formada por la acumulación de rocas piroclásticas, derrames lávicos, areniscas y conglomerados continentales de la Formación Comondú definida por Heim (1922). Según Morán (op. cit.) estas rocas constituyen una imponente secuencia de hasta 1200 metros de espesor que presenta fuertes variaciones horizontales y cuya edad está referida al Mioceno Superior-Plioceno Inferior; sobreyacen en forma discordante a secuencias sedimentarias marinas del Terciario que afloran ampliamente en la Porción de las Cuencas de Vizcaino y Purísima Iray (ver Tabla de Correlación), y también a rocas intrusivas mesozoicas que son la prolongación hacia el sur, de los batolitos de la porción norte de Baja California; en el flanco este de la sierra, subyacen en forma discordante a depósitos pliocénicos, principalmente biógenos, del Grupo Salada, también a

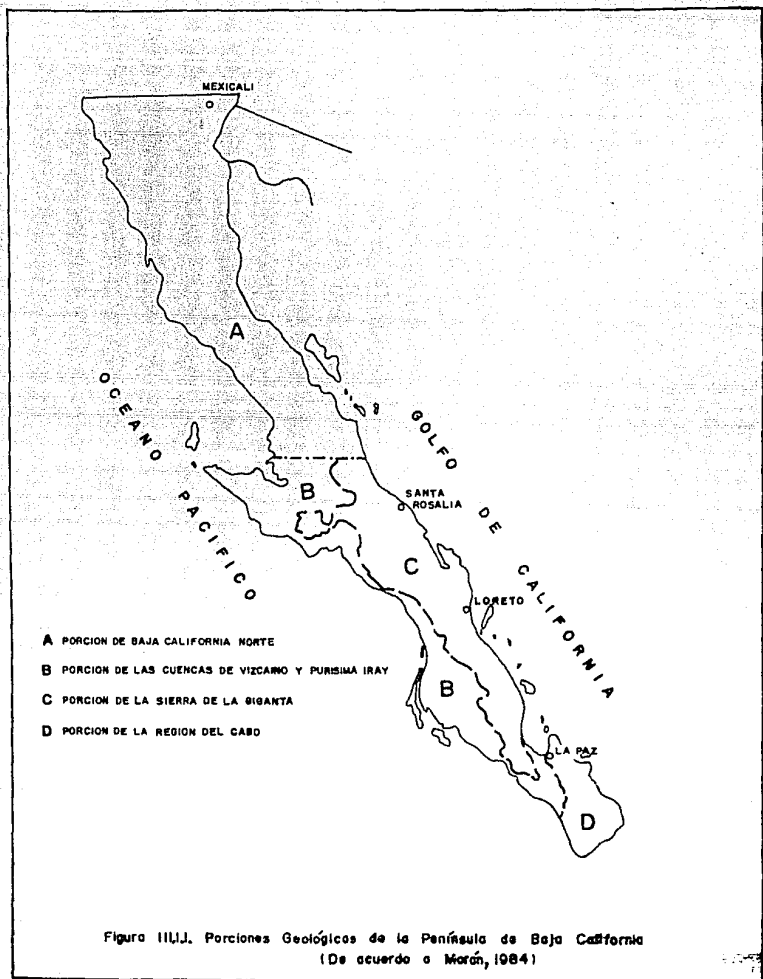


TABLA DE CORRELACION

T I E M P O			A	B	C	D	E		
ERA	SISTEMA	PERIODO	P I S O	NORTE DE LA PENINSULA (B.C.) F. Lozada (1957)	CUENCA DE VIZCAINO Mina (1957)	CUENCA DE PURISIMA Mina (1957)	OTO. DEL BOLEO BAJA CALIF. Wilson-Rocha 1957	SUBCUENCA DEL A. SAN BRUNO	
C E N O Z O I C O	T E R C I A R I O	CUATER	RECIENTE	Armas y Suelos			Aluvion y Ter. Mar.	ALUVION	
			PLEISTOCENO	F. AGUAJURO	ALUVION	ALUVION	Aluvion y Ter. Mar. F. SAN ROSALVA	ALUVION	
		MIOCENO	PLIOCENO	SUPERIOR	CANTIL	F. ALMEJAS	F. SALADA	F. INFIERNO	F. MARQUEZ
				MEDIO	COSTERO			F. GLORIA	F. CARMEN
				INFERIOR				F. BOLEO	F. SAN MARCOS
			MIOCENO	SUPERIOR	LA MISION	F. ALAJIO F. COMONDU	F. COMONDU	F. COMONDU	F. COMONDU
				MEDIO		F. ALAJIO F. COMONDU	F. MONTERREY		
				INFERIOR	F. SIDRU				
		EUCENO	OLIGOCENO						
			SUPERIOR						
			MEDIO	SEPULTURA SUR	F. BATEQUE	F. TEMPATE			
			INFERIOR	R. AIRES					
		PALEOCENO	SEPULTURA INF						
M E S O Z O I C O	C R E T A C I O	SUPER.	MAESTRICHTIANO	F. ROSARIO	F. VALLE SALITRAL	F. VALLE (SUBSUELO)	MONZONITA CUARCFERA	GRANITO	
			CAMPANIANO						
			SANTONIANO						
			CONIACIANO	?					
			TURONIANO						
			CENOMANIANO	F.					
		MEDIO	ALBIANO	ALISITOS	F. EUGENIA				
			APTIANO						
			NEOCOMIANO	F. San Teodoro					
		INFER.	TITONIANO		F. SAN HIPOLITO SUP.				
			KIMMERIDGIANO	ROCAS					
			OXFORDIANO	VOLCANICAS					
			CALLOVIANO						
TRIASICO	SUPER.	BATHONIANO							
		BAJOCIANO							
		LIASICO	META-SEDIMENTOS						
	INFER.	RETIANO	SAN JOSE	F. SAN HIPOLITO INF.					
		NORIANO							
		CARNIANO							
PALEOZOICO		LADINIANO	GNEISES						
		ANISIANO	ESQUISTOS DE CUAR. Y BDT.						
		SOYTIANO							
		PERMICO							
		CARBONIFERO	CONGLOMERADOS Y META-CUARCITAS						
DEVONICO									
SILURICO	CLZA. CON CRIN.								
ORDOVICICO	CUARZ. Y								
CAMBRICO	FEELITAS								

Contacto Concordante _____

No Depósito **Deposito**

Contacto Discordante - - - - -

No Afiora **Afiora**

1) F. Portuges 2) F. Sn. Joaquín 3) F. La Zorra 4) F. Zacarías 5) F. Sta. Clara 6) F. Sn. Raymundo

Fuente:

A, B, C López Ramos, 1985

D Wilson y Rocha, 1957

E Anderson, 1950; Durham, 1950; Instituto de Geofísica-UNAM, 1986

emisiones basálticas plio-cuaternarias, así como a conglomerados y material aluvial del Cuaternario.

III.2. ESTRATIGRAFIA

Las rocas más antiguas que afloran en la zona corresponden a un macizo cristalino que corresponde al Mesozoico. El Terciario y Cuaternario los representan brechas, tobas, areniscas, conglomerados, basaltos y depósitos aluviales (Ver Mapa 1: Mapa Geológico).

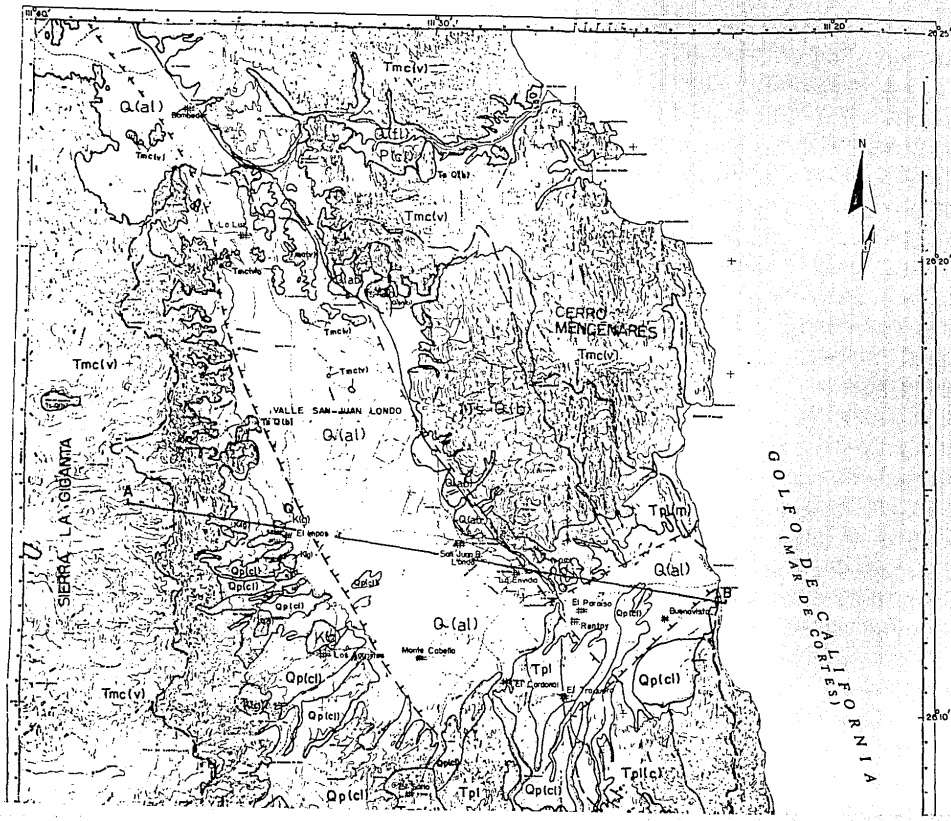
MESOZOICO.

Basamento Granítico. k(g)

a) Distribución.- En el margen oeste de la subcuenca, donde la Sierra de la Giganta desaparece bajo las formaciones post-miocénicas (aluvión del Reciente principalmente), se observan algunos afloramientos de composición granítica. Estos afloramientos muestran su mayor extensión a 16 km aproximadamente al noroeste de la ciudad de Loreto, entre los ranchos El Sauce y La Fragua; además, dan lugar a los cerros de forma cómica que se ubican en las inmediaciones del Rancho El Imposible, y también a los denominados El Mogotito y El Tercer Divisadero (Fotografía III.2.1.).

Pequeños afloramientos granodioríticos se encuentran restringidos a las inmediaciones del Rancho Los AguaJitos y en la desembocadura al mar del Arroyo San Bruno.

b) Litología.- Esta unidad está representada por granito y granodiorita. El granito es de color rosado, de textura fanerítica, holocristalina y equigranular, compuesto por cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa) y plagioclasa; se encuentra muy alterado a arenas y muestra fracturamiento en forma de bloques

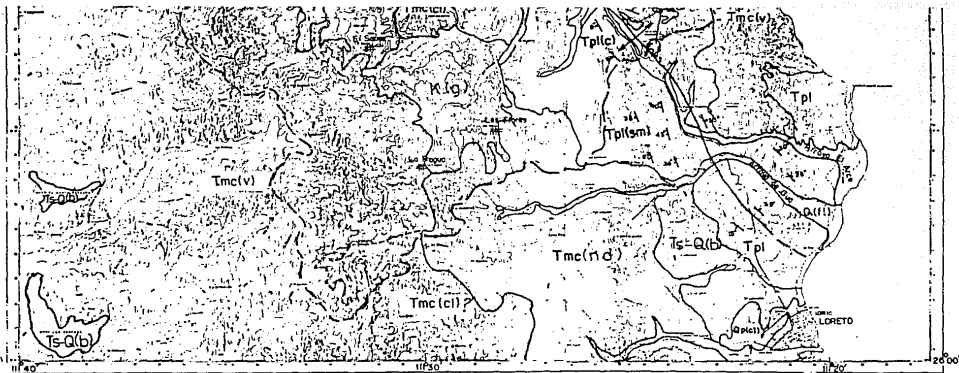


- SÍMBOLOS TOPOGRÁFICOS**
- Carretera Federal
 - Brecha
 - Rancho
 - Ciudad
- SÍMBOLOS GEOLOGICOS**
- Divisorio Principal
 - Contacto Geológico
 - Anticlinal
 - Falta Normal Invertida
 - Rumbo y Echado
- Sección Geológica-Geomorfológica**
- A — B

COLUMNA GEOLOGICA

EDAD	UNIDADES	DESCRIPCIÓN
CUATERNARIO	Q(al)	Depositos Recientes
	Qpl	Material Aluvial
	Qplf	Deposito Fluvial
TERCIARIO	Qplcl	Neógeno Clásico
	Qplv	Neógeno Volcánico
CRETÁCICO	Tpl	Grupo Salada
	Tplm	Inf. Marcar
	Tplc	Inf. Carmen
	Tplsm	Inf. San Marcos
TERCIARIO	Tmclv	Formación Comoná Paquete Volcánico
	Tmclm	Formación Comoná Paquete No Volcánico
	Tmclcl	Formación Comoná Paquete Clásico
PÉRMICO	Tpl	Basamento Granítico

GOLFO DE CALIFORNIA



MES

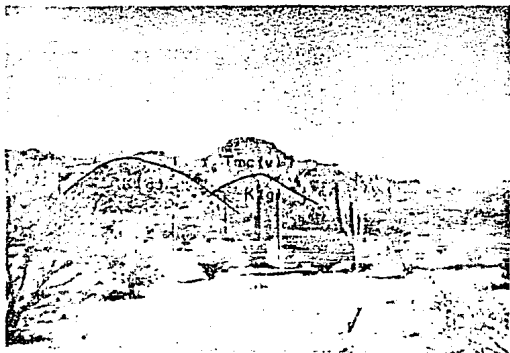


UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA
	MAPA No. 1:
	MAPA GEOLOGICO
	VILLANUEVA SANCHEZ S.

Tesis Profesional 1987

hasta de $3m^3$ de volumen.

La granodiorita es de color gris oscuro a gris claro, de textura fanerítica y equigranular; sus constituyentes principales son cuarzo, feldespato potásico y oligoclasa. Se observa muy alterada y fácilmente desmoronable.



Fotografía III.2.1. Afloramientos del Basamento Granítico y del Paquete Volcánica de la Formación Comandú en las inmediaciones del Rancho El Imposible

c) Relaciones Estratigráficas.- Esta unidad constituye el basamento sobre el que descansa en forma discordante toda la secuencia de rocas del Cenozoico.

d) Edad y Correlación.- No se han efectuado determinaciones de edad absoluta para esta roca; sin embargo, se encuentra asociada al denominado Batolito Californiano cuya edad de emplazamiento varía entre el Cretácico y el Terciario Inferior (Gastil et. al., 1976); por ello, puede correlacionarse con las rocas intrusivas expuestas ampliamente en la parte norte de Baja California y en la porción de la Región del Cabo.

e) Origen .- Este basamento se encuentra asociado a la zona batolítica que, según Castil y colaboradores (1976), se extiende a lo largo de una distancia de 2700 km, desde las cordilleras peninsulares del sur de California (E.U.A.), a través de la península de Baja California y de los estados de Sonora, Sinaloa, Nayarit, Jalisco y Colima. Los autores referidos consideran que la composición de las rocas que constituyen la zona batolítica varía gradualmente de gabros, en su porción oeste, a tonalita-granodiorita-granito hacia el este, estas variaciones petrográficas parecen estar relacionadas con el tipo de roca del basamento preexistente.

TERCIARIO.

Formación Comondú. Tmc(v,cl)

Mioceno Superior-Plioceno Inferior

a) Definición.- Fue definida por Heim en 1922, quien tomó el nombre del poblado llamado Comondú. Según Heim, esta formación la constituyen areniscas cafés, algunas veces concrecionales, con capas de conglomerados cuyos fragmentos están compuestos principalmente por rocas basálticas, tobas, areniscas, granitos y dioritas. También incluyó dentro de esta formación a las rocas que constituyen la Sierra de la Giganta en la zona entre los poblados de Comondú y Loreto, describiéndolas como brechas basálticas.

b) Distribución.- Dentro de la zona de estudio esta formación es la que se encuentra mayormente expuesta y ocupa el 60% de la superficie total. Expresa las partes más elevadas y limita al valle en su mayor parte.

c) Litología y Espesor.- En la subcuenca de estudio, la Formación Comondú la constituyen dos paquetes de rocas: uno clástico inferior y el otro volcánico superior.

Paquete Clástico. Tmc(c1)

Este paquete está constituido por areniscas y conglomerados de color pardo rojizo. Las areniscas se encuentran bien consolidadas y compactas, en varios sitios es notable la estratificación cruzada y una fuerte hematización. Los conglomerados están formados por fragmentos redondeados, de origen ígneo y cementados en una matriz arenosa. Este paquete presenta ligeros buzamientos y, en ocasiones, se encuentra sujeto a intrusiones de rocas ígneas de composición intermedia a básica.

Dentro del área de estudio, estas rocas afloran a unos 15 km al noroeste de la ciudad de Loreto, en las inmediaciones de los ranchos El Sauce y El Salto (Fotografía III.2.2.).



Fotografía III.2.2. Areniscas del Paquete Clástico de la Formación Comandú en las inmediaciones del Rancho El Falto.

Paquete Volcánico. Tmc(v)

Este paquete se encuentra formado por tobas y brechas de composición intermedia a ácida. La brecha se encuentra constituida por fragmentos angulosos de 0.3 a 40 cm, empacados en una matriz tobácea. El conjunto se encuentra bien consolidado y compacto.

Los afloramientos de esta unidad son los que predominan ampliamente en el área (Fotografías III.2.1. y III.2.3.)

A unos 8 km al noroeste de la ciudad de Loreto, la Formación Comodú se encuentra intrusionalada por lo que es difícil definir sus características originales, debido a ello se le asigna aquí el nombre de Paquete No Diferenciado (Tmc(nd)).

Si se considera toda la secuencia, la Formación Comodú alcanza espesores de más de 1000 metros.



Fotografía III.2.3. Afloramientos del Paquete Volcánico de la Formación Comodú y del Pleistoceno Elástico al suroeste de la zona de estudio.

d) Relaciones Estratigráficas.- Sobreyace en forma discordante sobre el basamento granítico y subyace, también en forma discordante, a las formaciones del Grupo Salada y los basaltos plio-pleistocénicos.

e) Edad y Correlación.- No se han encontrado fósiles en esta formación, por lo que su edad relativa ha sido dada en base a su posición estratigráfica. Originalmente Heim (op. cit.) le atribuyó una posición estratigráfica correspondiente al Mioceno Superior; posteriormente, Escandón (1977, en Morán, op. cit.) señaló que el miembro superior de esta formación pertenece al Plioceno Inferior.

Puede correlacionarse con las emisiones predominantemente ignimbriticas del Terciario en Sonora.

f) Origen.- El paquete clástico se depositó en un ambiente de aguas someras. Heim (op. cit.) considera que indudablemente los detritos que formaron a las areniscas y conglomerados debieron originarse en el este y noreste, donde ahora se encuentra el Golfo de California.

El paquete volcánico es la expresión manifiesta del volcanismo asociado a la subducción en la margen occidental de Baja California durante el Cretácico Superior y Paleógeno.

Grupo Salada. Tpl(sm,c,m)

Plioceno

Originalmente Heim (op. cit.) definió como Formación Salada a las capas de sedimentos marinos expuestas en el Arroyo La Salada, a lo largo de la costa del Pacífico cerca de la Bahía Magdalena. Posteriormente, en 1950 Anderson y Durham con base en evidencias paleontológicas y estratigráficas, lograron definir 3 formaciones pliocénicas (San Marcos, Carmen y Marquer) por lo que consideraron conveniente el referir como Grupo Salada a todos los sedimentos marinos del Plioceno.

En el área de estudio afloran las tres formaciones referidas; aunque se presenta la descripción de cada una de ellas, para fines

prácticos se refieren como Grupo Salada por sus similitudes geológicas, geohidrológicas y geomorfológicas.

1) Formación San Marcos. Tpl(sm)

Plioceno Inferior.

a) Definición.- Definida por Anderson y Durham en 1950, debe su nombre a la Isla de San Marcos donde se encuentra su mejor exposición. Se trata de una secuencia marina completa formada por conglomerados, areniscas, lutitas y conchas arrecifales.

b) Distribución.- Los afloramientos de esta unidad se ubican en la porción sureste de la secuencia.

c) Litología y Espesor.- Se trata de una secuencia marina de color gris formada por areniscas, conglomerados y lutitas. Se encuentran semiconsolidados y contienen algunos fósiles de la familia de los equinóideos. Los fragmentos son subredondeados a subangulosos y en su mayor parte son de roca volcánica.

Anderson (op. cit.) estima que esta formación tiene un espesor de aproximadamente 1000 metros en el Arroyo del Arce, al norte de Loreto.

d) Relaciones Estratigráficas.- Estos sedimentos se encuentran formando un anticlinal simétrico, con echados que varían entre los 30 a 50 grados y una orientación del eje principalmente noroeste-sureste.

Esta unidad se encuentra en forma discordante sobre las rocas de la Formación Comandú y subyace en discordancia angular a la Formación Carmen.

e) Edad Correlación.- En base a los fósiles de *Aquiptecten abietis* encontrados en estos sedimentos, Anderson (op. cit.) y Durham (op. cit.) los asignan al Plioceno Inferior.

Se correlaciona con la Formación Boleo definida en el área de Santa Rosalía por Wilson en 1948 (en Wilson y Rocha, 1957).

f) Origen.- Estos sedimentos se depositaron en un ambiente marino de aguas poco profundas.

2) Formación Carmen. Tpl(c)

Plioceno Medio.

a) Definición.- Fué definida por Anderson y Durham en 1950, quienes consideraron la localidad tipo a la zona de costa ubicada entre la Bahía Salinas y Punta Perico. Consiste de una secuencia de conglomerados cuyos fragmentos son de roca volcánica, con intercalaciones de arenisca fosilífera; también presenta limolitas y yeso.

b) Distribución.- Se encuentra expuesta en la porción sur del área, y en ocasiones es difícil diferenciarla de los afloramientos de la Formación San Marcos.

c) Litología y Espesor.- Su litología es similar a la Formación San Marcos ya que se trata de una secuencia de areniscas, conglomerados y limolitas, color gris claro a amarillo. Los fragmentos son de naturaleza ígnea.

d) Relaciones Estratigráficas.- Sobreyace en discordancia angular a la Formación San Marcos y forma parte de la misma estructura anticlinal con echados de no más de 10 grados en promedio. Subyace en forma concordante a la Formación Marquer.

e) Edad y Correlación.- En base a su contenido faunístico, Anderson (op. cit.) y Durham (op. cit.) ubican a la Formación Carmen en el Plioceno Medio.

Se correlaciona con la Formación Gloria definida por Wilson en 1948 en los alrededores de Santa Rosalía (Wilson y Rocha, op. cit.).

f) Origen.- Los sedimentos de esta formación fueron depositados en un ambiente marino de aguas poco profundas y escasa circulación.

3) Formación Marquer. Tpl(m)

Plioceno Inferior.

a) Definición.- En 1950 Anderson y Durham describieron la Formación Marquer de acuerdo con los afloramientos expuestos en la región costera de la Bahía Marquer en la Isla del Carmen. Las rocas de esta formación son de color blanco a blanco grisáceo y están formadas por conglomerados calcáreos que contienen fragmentos volcánicos, areniscas calcáreas, margas, coquina, lutita y materiales arrecifales.

b) Distribución.- Sus afloramientos se encuentran restringidos al sur del Cerro Mancenares y en las inmediaciones del Rancho San Juan B. Londó.

c) Litología y Espesor.- Consiste de una unidad calcárea de color blanco a gris claro formada por coquina, areniscas y conglomerados calcáreos. Los fósiles son equinoideos principalmente. Se observan numerosos rasgos de disolución, entre ellos cavernas de más de 3 m³ de volumen (Fotografía III.2.4.).

Ortega (op. cit.) estima que en la subcuenca de San Bruno, esta formación tiene un espesor de 200 metros en promedio.

d) Relaciones Estratigráficas.- Sobreyace de manera concordante a la Formación Carmen, subyace en forma discordante a conglomerados del Pleistoceno y ocasionalmente a rocas basálticas del Plio-Pleistoceno.

e) Edad y Correlación.- Anderson (op. cit.) y Durham (op. cit.) ubican a esta formación en el Plioceno Inferior por su contenido faunístico y por su posición estratigráfica.



Fotografía III.2.4. Rasgos de disolución en la Formación Marquer al sur del Serra Menceñares.

La Formación Marquer es correlacionable con la Formación Infierno descrita por Wilson en 1948 y que aflora en el Distrito Minero del Boleo en Santa Rosalía (Wilson y Rocha, op. cit.).

f) Origen.- Su carácter litológico y faunístico nos indican que esta formación se originó en un ambiente marino, cercano a la costa.

Plio-Pleistoceno Volcánico. Ts-Q(b)

Plioceno-Pleistoceno.

a) Definición.- Esta unidad fué reconocida en 1924 por la Marland Oil Company (Anónimo, en Anderson, op. cit.) con base en los afloramientos expuestos ampliamente en la parte oeste de Baja California. Sin embargo no fué propuesto un nombre formal.

b) Distribución.- En el Cerro Mancenares, hacia su porción occidental se observa a esta unidad cubriendo profusamente a la Formación Comondú, mientras que en sus porciones norte, sur y oriente, los basaltos se observan de forma muy aislada sobre esa misma formación.

Al sureste del Rancho San Juan B. Londó, se pueden apreciar afloramientos aislados sobre el Grupo Salada y, en esta misma zona, en un corte realizado para permitir el paso de la carretera federal, se le puede observar en forma de intrusiones de cuerpos ígneos básicos afectando a los sedimentos marinos del Plioceno (Fotografía III.2.5.).

c) Litología y espesor.- Se trata de una unidad volcánica de color pardo oscuro a negro que consiste de basaltos y brechas basálticas.

Se estima que en el área, este paquete volcánico tiene un espesor que varía entre 100 y 200 metros.

d) Relaciones Estratigráficas.- Esta unidad sobreyace en forma discordante a la Formación Comondú y al Grupo Salada.

e) Edad y Correlación.- No se efectuaron determinaciones de edad absoluta para esta roca; sin embargo, por su posición estratigráfica se le atribuye una edad del Plioceno-Pleistoceno.

Se le puede correlacionar con la unidad volcánica Tres Virgenes, descritas por Wilson y Rocha (op. cit.) en el Distrito Minero del Boleo en Santa Rosalía.

f) Origen.- Morán (op. cit.) considera que estas emisiones basálticas alcalinas del Plio-Cuaternario que se encuentran en diversas localidades de la Península, posiblemente está ligadas al movimiento de Baja California hacia el noroeste.



Fotografía III.2.5. Intrusiones de cuerpos igneos básicos afectando rocas del Grupo Palada al sureste del Rancho San Juan B. Landá.

CUATERNARIO

Pleistoceno Clásico. Qp(cl)

Esta unidad se encuentra representada por un conglomerado poco consolidado, empaçado en arenas. Este conglomerado es producto de la erosión de rocas ígneas preexistentes en áreas de gran actividad tectónica en el flanco oriental de la Sierra de la Giganta (Fotografía III.2.3). Los depósitos en cuestión, se disponen preferentemente al suroeste de la subcuenca, donde los conglomerados tienen una ligera pendiente hacia el centro del Valle de San Juan B. Londó. A lo largo de los arroyos que se localizan en esta zona se pueden observar espesores superiores a los 50 metros.

Depósitos Recientes. Q (al,ab,fl)

Estos depósitos corresponden a los materiales más jóvenes que afloran en el área de estudio. Están constituidos por fragmentos de diversas formas y tamaños, los cuales se encuentran sin consolidar, producto de la actual acción de los factores exógenos niveladores del relieve. Entre estos depósitos se encuentran los siguientes:

a) Los Materiales Aluviales. Q(al)

Estos materiales se distribuyen preferentemente en las partes planas, en lo que fisiográficamente representa el Valle de San Juan B. Londó.

b) Los Abanicos Aluviales. Q(ab)

Los abanicos aluviales se localizan en la margen de la sierra y cerros principales, en particular se distinguen los que se encuentran situados entre el valle y el Cerro Mencenares y, a la vez, cortados por la carretera transpeninsular.

c) Los depósitos fluviales. Q(f1)

Estos depósitos se localizan en lo que representa el lecho de los arroyos principales, como el San Bruno y el San Antonio. Son depósitos en constante movimiento cuando existe precipitación en la zona.

III.3. GEOLOGIA HISTORICA Y TECTONICA

La evolución tectónica de la Península de Baja California durante el Paleozoico, parece haber estado relacionada a la margen continental cordillerana del borde occidental de Norteamérica; sin embargo, las escasas secuencias expuestas en el oriente de Baja California Norte, además de las secuencias detriticas y calcáreas de Sonora, revelan la presencia durante esta era de un dominio de margen pasiva para el noroeste de México (Morán, op. cit.).

Para el Triásico persisten en Baja California Norte condiciones de margen pasiva. Sólo la Formación San Hipólito del Triásico Superior, en la región de la Cuenca de Vizcaino, revela un límite convergente probablemente desarrollado hacia el interior del océano y posteriormente acrecionado (Gastil et. al., 1981).

Durante el Jurásico se desarrollaron dos arcos volcánicos asociados a diferentes zonas de subducción que evolucionaron en forma paralela, uno de ellos relacionado a una trinchera intraoceánica y el otro, a una trinchera del borde del cratón. Se cree que los dos planos de subducción estuvieron inclinados hacia el noreste. La convergencia a lo largo de la margen continental movió al arco oceánico hacia el continente. Las fallas de transformación que separaban los segmentos del arco oceánico (cuyos vestigios representan la secuencia de rocas que constituyen la Formación Allisito) permitió que los segmentos individuales del mencionado arco colisionaran con el continente en diferentes tiempos (Gastil et. al., op. cit.). El episodio principal parece haber ocurrido en Baja California durante el Cenomaniano; este

fenómeno generó una primera fase de deformación que plegó, metamorizó y levantó las secuencias volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias anteriores, al tiempo que continuaban los principales emplazamientos batolíticos que se cree iniciaron en el Cretácico (Morán, op. cit.). Según Altamirano (1972), el emplazamiento del Batolito Guaycurúa en el Cretácico Tardío de la porción meridional de la Península provocó un movimiento diastrófico de tipo orogénico dando origen a un contorno estructural formado a base de fosas y pilares tectónicos de orientación norte-sur. Estos emplazamientos también se reconocen en el área de estudio con base en los afloramientos de rocas intrusivas, de composición granítica principalmente y que constituyen el basamento ígneo sobre el que descansa toda la secuencia cenozoica.

De acuerdo a Morán (op. cit.), para el Cenozoico persistió sólo una zona de subducción ubicada en la margen occidental de Baja California y marcaba el límite convergente entre la Placa Farallón y la Placa Norteamericana. Los levantamientos de la región de Baja California y el noroeste de México en general propiciaron, durante el Cretácico Superior, un importante aporte de detritos hacia el oriente en un marco general de regresión marina hacia el este.

En tiempos del Paleoceno-Eoceno continuaron los movimientos epirogénicos que se iniciaron al finalizar el Cretácico. En un marco regional de movimientos verticales, con emersiones y depresiones locales, las cuencas marinas situadas al occidente de la actual Península fueron afectadas por tales movimientos, recibiendo mayor espesor de sedimentos la Cuenca de Vizcaino. En términos generales, durante este tiempo el depósito fué desigual como consecuencia de levantamientos y hundimientos diferenciales de las diferentes áreas, que en ocasiones son difíciles de estudiar por estar cubiertas por rocas volcánicas (López, 1985). En el área de estudio no han sido reconocidas rocas de esta edad.

En el Oligoceno se inició la colisión de la dorsal del Pacífico con la Placa Norteamericana. Esta dorsal dividía a la Placa Farallón de la Placa Pacífica y, aparentemente, se encontraba separada en segmentos por numerosas fallas de transformación. Hace aproximadamente 30 millones de años, según el modelo de Makenzie y Morgan (1969, en Morán, op. cit.), y Atwater (1970), se llevó a cabo la colisión del primer segmento de la dorsal contra la Placa Norteamericana. A partir del primer contacto entre las placas Pacífica y Norteamericana, se inició un movimiento lateral derecho a lo largo del límite de ambas placas a una velocidad de 6 cm por año. De acuerdo a Atwater (op. cit.), este movimiento, en sus etapas iniciales puede haber ocurrido a lo largo del borde continental de Norteamérica y, posteriormente, pudo haber ocupado la franja actual del Sistema San Andrés y Golfo de California. En la porción sur de la Península no se han reconocido rocas de esta edad.

Durante el Mioceno Inferior y Medio una gran discordancia ocurrieron grandes transgresiones marinas, poniendo de manifiesto una gran discordancia erosional con rocas más antiguas. En esta época los mares cubrieron prácticamente todo el territorio de Baja California, aunque permaneció emergida la plataforma oeste (López, op. cit.) incluyendo la porción norte de la actual Cuenca de Vizcaino, así como una zona al norte de Loreto (ver Figura III.3.1.).

El volcanismo asociado a la subducción en la margen occidental de la Península durante el Cretácico Superior y Paleógeno, ha sido reconocido principalmente en la porción continental de México y es hasta el Mioceno Superior, cuando se expresa en la Península con secuencias piroclásticas de la Sierra de la Giganta y otros centros eruptivos en Baja California Norte (Morán, op. cit.). En el área, este volcanismo se reconoce ampliamente ya que constituye el paquete volcánico de la Formación Comondú.

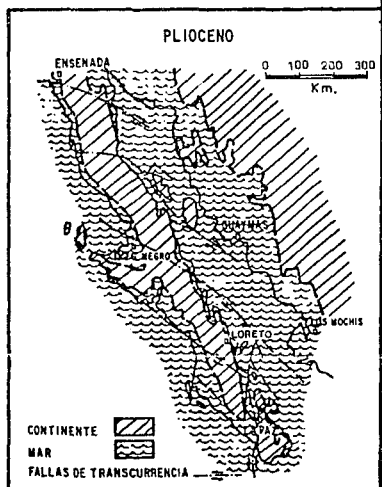
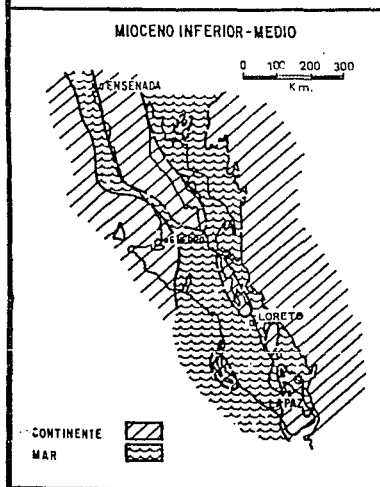
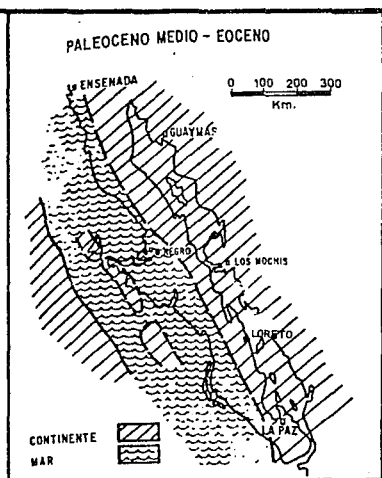
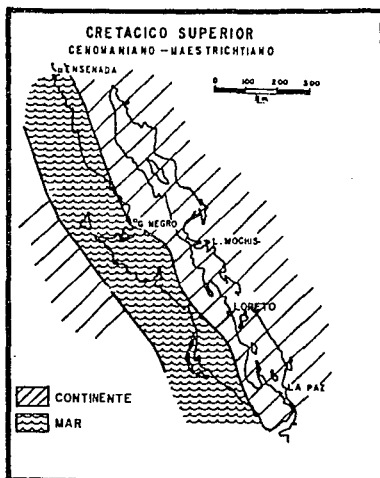


Figura III.3.1. PALEOGEOGRAFIA DEL CRETACICO SUPERIOR AL PLIOCENO.

Fuente: G. García D., F. Lozano y E. López Ramos (en López Ramos E., 1984.)

Durante el Plioceno (hace aproximadamente 4 millones de años) se inicia la apertura del Golfo de California y el desarrollo de su sistema dorsal, como manifestaciones del movimiento relativo entre la Placa Norteamericana y la Placa del Pacifico, encontrándose su prolongación meridional en el Sistema de San Andrés. En este tiempo, en el oriente de la Península se depositaron sedimentos, principalmente biógenos, como consecuencia de hundimientos; estos sedimentos, que también se reconocen en el área de estudio, forman al Grupo Salada.

Al movimiento de Baja California hacia el noroeste, se encuentran probablemente ligados las emisiones basálticas alcalinas del Plio-Cuaternario que se ubican en numerosas localidades de la Península (Morán, op. cit.), entre ellas se encuentra la zona de estudio.

III.4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

La zona de estudio se encuentra definida principalmente por la existencia de un anticlinal simétrico, así como por fracturas y fallas que dan origen a dos fosas tectónicas.

Anticlinal Simétrico.- En la porción suroriental del área, las rocas del Grupo Salada forman un pliegue anticlinal simétrico, originado por esfuerzos compresionales de dirección NE-SW y cuyo eje estructural, orientado preferencialmente de NW a SE, se extiende desde aproximadamente 3 km al norte de la ciudad de Loreto hasta los afloramientos expuestos al sur del Rancho El Rentoy, a lo largo de una distancia de unos 21 km en promedio.

Fracturas y Fallas.- El análisis estructural llevado a cabo por Ortega (op. cit.) en base a imágenes de satélite amplificadas a escala 1:500,000 para un área aproximada de 10,000 km², pone de manifiesto la existencia de 6 sistemas principales de lineamientos que pueden corresponder a fracturas y fallas (Figura III.4.1.) los cuales se presentan a continuación:

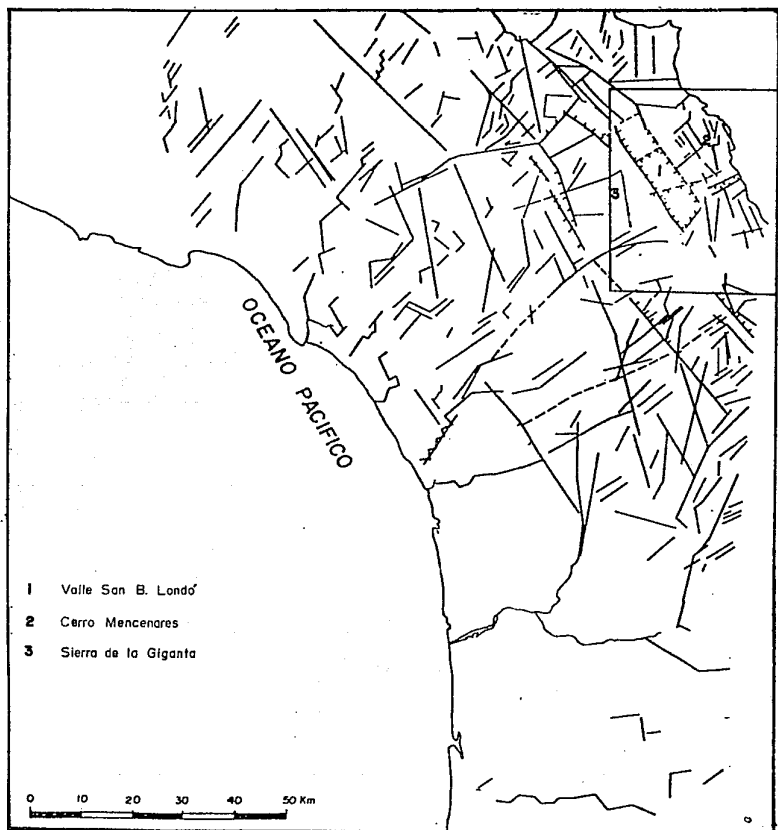


Figura III.4.1. MAPA TECTONICO.

Fuente: Ortega Guerrero, 1986 (con modificaciones para el área de estudio).

SISTEMA	ORIENTACION
I	NW 45 SE
II	NW 28 SE
III	NW 6 SE
IV	NE 40 SW
V	NE 45 SW
VI	NE 62 SW

En el área, las fallas normales definen dos fosas tectónicas principales. En el flanco oriental de la Sierra de la Giganta se localiza una falla que se extiende continuamente desde el sur del Rancho Montecabello hasta la Bahía Concepción siguiendo una dirección de sureste-noroeste; Ortega (op. cit.), supone que esta falla se extiende desde la mencionada bahía hasta Puerto Escondido, a lo largo de 100 km aproximadamente. Otra falla normal, de extensión local y orientación similar a la falla anterior, se localiza en el flanco occidental del Cerro Mencionares. La conjunción de estas fallas con otras menores, que son transversales a ellas, dan lugar a la existencia de 2 fosas tectónicas principales (Figura III.4.2.).

Fosas Tectónicas.- Con base en el análisis estructural, la información geológica superficial y en la interpretación de perfiles gravimétricos proporcionados por Rodríguez S. (1987, Comunicación Personal), se considera que el Valle de San Juan B. Londó es una fosa tectónica de forma rectangular en planta con orientación NW-SE, de 19 km de largo por 5.5 km de ancho aproximadamente y tiene por límites al norte y occidente a las estribaciones de la Sierra de la Giganta, al noreste y oriente el Cerro Mencionares (Figura III.4.2).

Dentro de esta fosa se detectaron -de acuerdo a la información gravimétrica- algunos escalonamientos hacia el sureste, lo que ha provocado que en la porción inferior del valle (zona de Montecabello) se localice el basamento granítico? a alrededor de 3.5 km de profundidad mientras que en la porción noroeste la profundidad del basamento es de 1.6 a 2 km. Sin

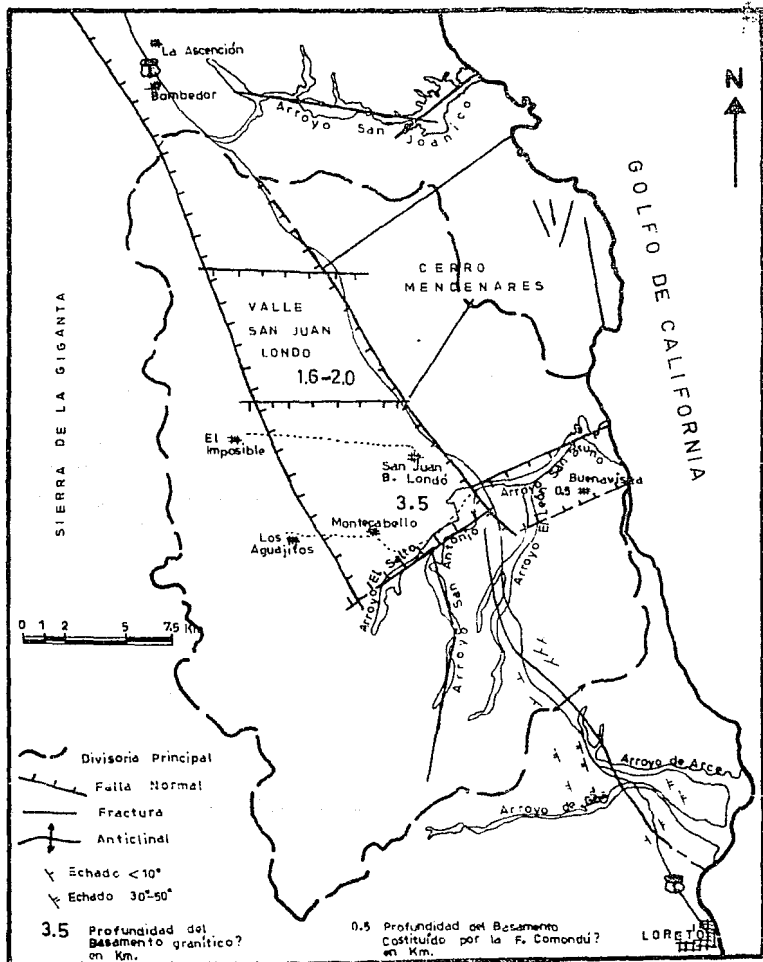


Figura III.4.2. Mapa Estructural de la Subcuenca del Arroyo San Bruno.

embargo, de acuerdo al perfil geológico-geomorfológico (Figura VI.4.1.), en donde se han superpuesto los espesores máximos reportados para la Formación Comodú y Grupo Salada, se considera que la máxima profundidad del basamento granítico en la zona al sur de Montecabello no debe estar más allá de los 2.5 km.

En la zona del Rancho Buenavista, se localiza la otra fosa tectónica principal (Figura III.4.2.), es de menor extensión que la anteriormente descrita ya que ocupa una superficie de sólo 28 km² aproximadamente; en ella se ha detectado, a alrededor de unos 500 metros de profundidad, un basamento cuyo carácter litológico se considera constituido por la Formación Comodú.

CAPITULO IV

HIDROGEOLOGIA

IV.1. UNIDADES HIDROGEOLOGICAS

Con base en la Geología, la Hidrología Superficial, el Censo de Aprovechamientos de Agua Subterránea, y a partir de las propiedades cualitativas de porosidad y permeabilidad, factores analizados por el Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. (1986), a las unidades litológicas identificadas en el área se les asignó un carácter hidrogeológico, quedando integradas en las unidades que se indican en la Tabla IV.1.1..

A continuación, estas unidades se describen de acuerdo a su litología, fracturamiento, afloramiento y a sus características cualitativas de permeabilidad.

A) Unidades Permeables.

A.1) Depósitos Recientes.- Esta unidad la constituye material aluvial principalmente y forma las zonas de planicie y pie de monte. Presenta buena permeabilidad pero su espesor es pequeño.

A.2) Pleistoceno Clástico.- Aflora en la mitad sur de la subcuenca, lo constituyen conglomerados poco consolidados que presentan buena porosidad y permeabilidad.

B) Unidades Semipermeables.

B.1) Grupo Salada.- Aflora en la mitad sur del área y principalmente lo constituyen conglomerados, areniscas y lutitas que en conjunto presentan una regular a buena permeabilidad. La

Tabla IV.1.1. Unidades Hidrogeológicas

UNIDAD LITOLÓGICA	UNIDAD HIDROGEOLÓGICA
BASAMENTO GRANITICO	IMPERMEABLE
FORMACION COMONDU	
A) PAQUETE CLASTICO	IMPERMEABLE
B) PAQUETE VOLCANICO	SEMIPERMEABLE (1)
GRUPO SALADA	
A) FORMACION SAN MARCOS	SEMIPERMEABLE
B) FORMACION CARMEN	SEMIPERMEABLE
C) FORMACION MARQUER	SEMIPERMEABLE (2)
PLIO-PLEISTOCENO VOLCANICO	SEMIPERMEABLE (1)
PLEISTOCENO CLASTICO	PERMEABLE
DEPOSITOS RECIENTES	PERMEABLE

(1) Son unidades impermeables pero por su densidad de fracturamiento, adquieren permeabilidad secundaria importante.

(2) Constituye un tipo especial de roca carbonatada con posibilidades acuíferas debido a su grado de disolución.

Formación Marquer forma un tipo especial de roca carbonatada con posibilidades acuíferas debido al grado de disolución que presentan sus componentes. En el subsuelo todo el grupo puede comportarse como acuífero.

B.2) Plio-Pleistoceno Volcánico.- Su naturaleza litológica la condiciona como una unidad impermeable, sin embargo el efecto del fracturamiento le da la característica de presentar una regular a buena permeabilidad secundaria. Su importancia se encuentra restringida a los afloramientos expuestos en el Cerro Mecenares, principalmente.

B.3) Paquete Volcánico de la Formación Comondú.- Formado por tobas y brechas volcánicas, esta unidad, similarmente a la unidad anterior, presenta de regular a buena permeabilidad, principalmente secundaria inducida por el fracturamiento. Su importancia radica en su amplia exposición y a que se encuentra formando las partes más elevadas, susceptibles a mayor precipitación. Su comportamiento en el subsuelo no se ha podido definir debido a que los pozos perforados en la región, no han registrado ni siquiera el nivel superior de esta unidad.

C) Unidades Impermeables.

C.1) Paquete Clástico de la Formación Comondú.- Formada principalmente por areniscas y conglomerados consolidados, esta unidad presenta características de poca permeabilidad y su importancia en el área es muy restringida debido a su escasa exposición.

C.2) Basamento Granítico.- Aflora como cerros aislados en la mitad sur de la subcuena, formados por granito y granodiorita de poca permeabilidad. Representa el basamento de la región y, en la zona del Rancho Montecabello, el análisis gravimétrico lo sitúa a una profundidad de alrededor de 3 km aproximadamente.

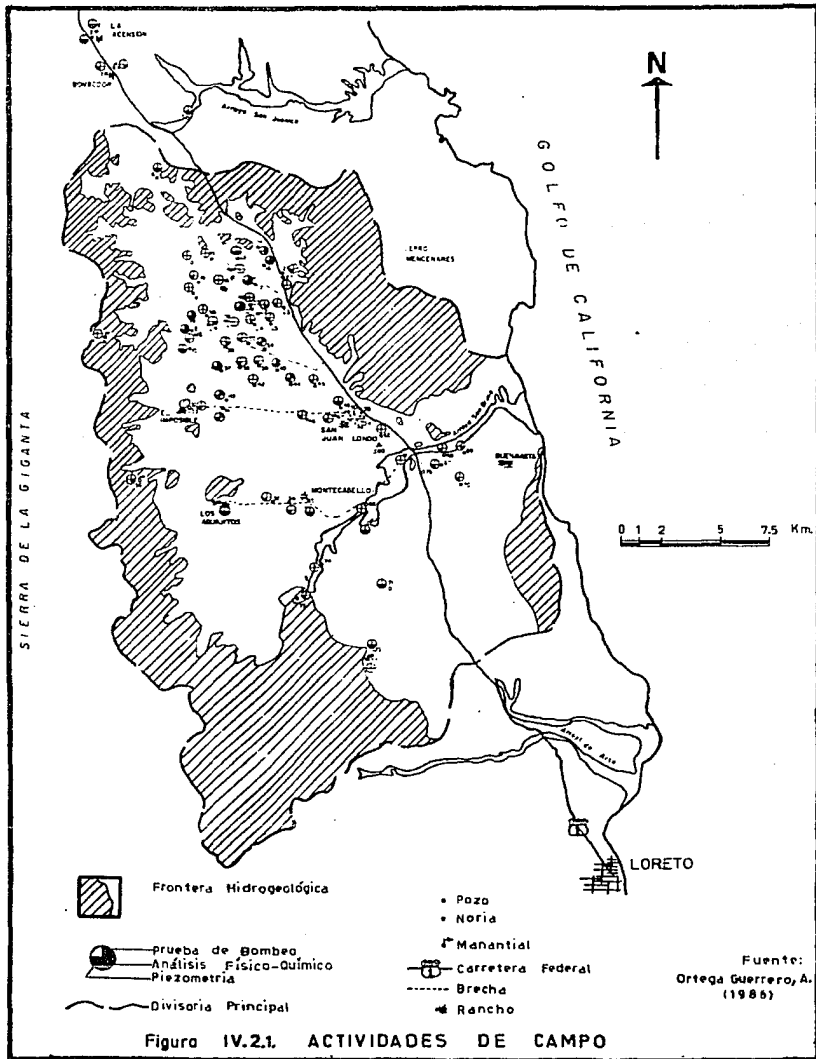
La propiedad de ser potencialmente acuíferas la mayor parte de las unidades litológicas se ve afectada por sus características topográficas, lo que ocasiona que se drenen rápidamente. Aunado a lo anterior, la baja precipitación desarrollada en el área motiva que, a pesar de que existe permeabilidad en el material rocoso, la poca lluvia que llega a la superficie del terreno se evapotranspira y, sólo en condiciones de precipitación arriba del promedio, se generan importantes escurrimientos principalmente desde las montañas donde, como hemos visto anteriormente, existe una mayor precipitación en relación al valle; una comprobación a este hecho es la observación realizada por Ortega (1986) de que, para el periodo de estiaje y lluvias de el año de 1985, no hubo precipitación en el valle, pero sí en la sierra. Las lluvias que generan importantes escurrimientos vienen, además, a alimentar parcialmente al terreno, principalmente en lo que al déficit de humedad se refiere.

La principal aportación al acuífero la constituye el agua que se infiltra en las zonas de fracturamiento de la Sierra de la Giganta y en el pie de monte. Evidencias de la infiltración a través de las fracturas que afectan la sierra, son los manantiales de régimen prácticamente permanente, que a la vez deben estar asociados con un flujo a profundidad.

IV.2. PIEZOMETRIA

En el área de estudio existen 80 aprovechamientos de agua subterránea, de los cuales 41 corresponden a pozos, 5 a sondeos, 30 a norias y 4 a manantiales. La Figura IV.2.1. muestra la localización de los aprovechamientos censados y las diferentes actividades de campo efectuadas en cada uno de ellos.

Del total de pozos existentes, 37 son activos y sólo 4 se encuentran inactivos. Se tiene conocimiento de que entre los años de 1977 a 1985, el valle tuvo un incremento de 14 pozos, lo que viene a representar un aumento del 51% de pozos perforados en este espacio de tiempo.



Para conocer las características piezométricas de la zona de estudio, el Instituto de Geofísica de la U.N.A.M. llevó a cabo diferentes monitoreos del nivel piezométrico entre febrero de 1985 y enero de 1986.

La profundidad del nivel estático en los pozos varía entre 20 y 50 metros, distribuyéndose espacialmente de oeste a este, respectivamente. Para el caso de las norias, el nivel estático varía entre 3 y 15 metros, no se observa alguna distribución espacial aparente.

A partir de los resultados piezométricos y con los datos de la nivelación de brocales de los pozos realizado por FONATUR (en Instituto de Geofísica, op. cit.), se calculó la distribución de la carga hidráulica en el valle para los diferentes periodos de monitoreo. De éstos, se eligieron dos periodos: uno en la época de mínima extracción de agua subterránea, y otro que corresponde al de máxima extracción; aunque estos periodos, en términos generales, vienen a coincidir con las épocas de lluvia y estiaje respectivamente, cabe recordar que para el año de 1985 no hubo precipitación en el valle, pero sí en la sierra.

En las figuras IV.2.2. y IV.2.3. se muestran la configuración de las isoplezas para cada uno de los periodos elegidos. La Figura IV.2.2. corresponde a Octubre de 1985 (periodo de mínima extracción), en esta configuración se observa que la carga hidráulica varía entre 19 y 28 metros, incrementándose de norte a sur; hacia el extremo noreste del valle de San Juan B. Londó se genera una depresión piezométrica lo que ocasiona la existencia de un flujo convergente hacia ese punto, esto es, que tal depresión piezométrica induce un flujo general sur-norte. Por otra parte, la Figura IV.2.3. corresponde a la configuración de las isoplezas de Febrero-Marzo de 1985 (época de máxima explotación), la cual muestra características similares a la configuración que corresponde a Octubre de 1985.

La evolución de Febrero-Marzo a Octubre de 1985 (8 meses) varió entre -1.0 y +1.0. En la Figura IV.2.4., que presenta la distribución espacial de esta evolución, se puede observar que

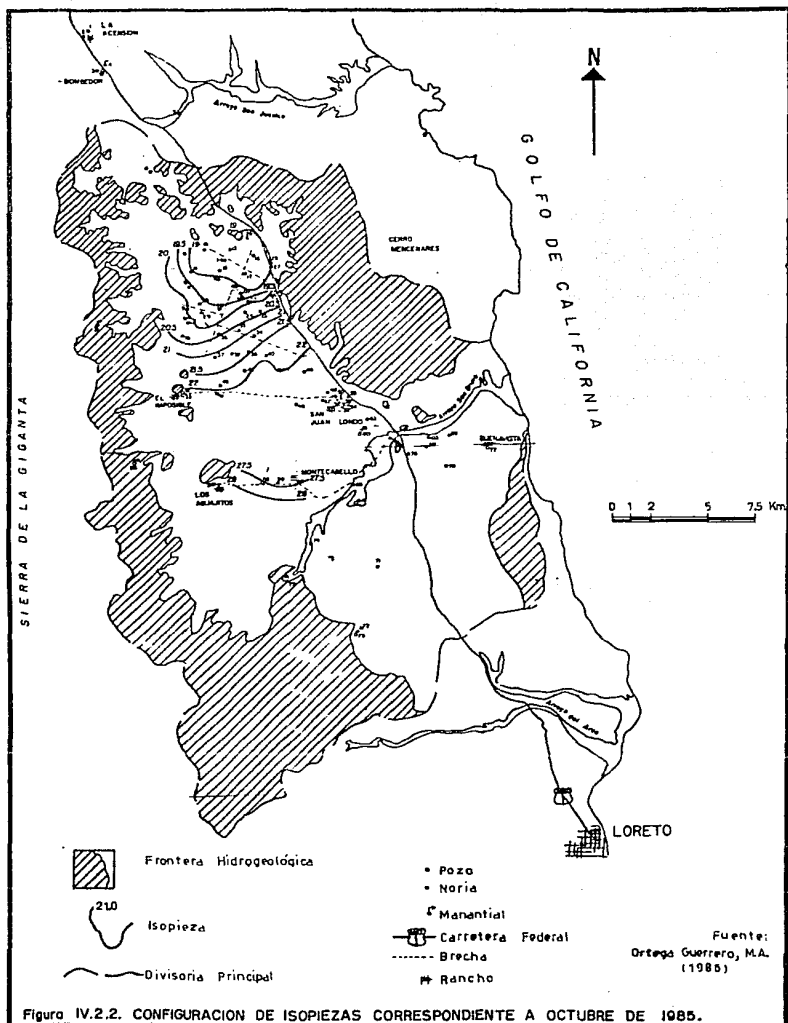


Figura IV.2.2. CONFIGURACION DE ISOPIEZAS CORRESPONDIENTE A OCTUBRE DE 1985.

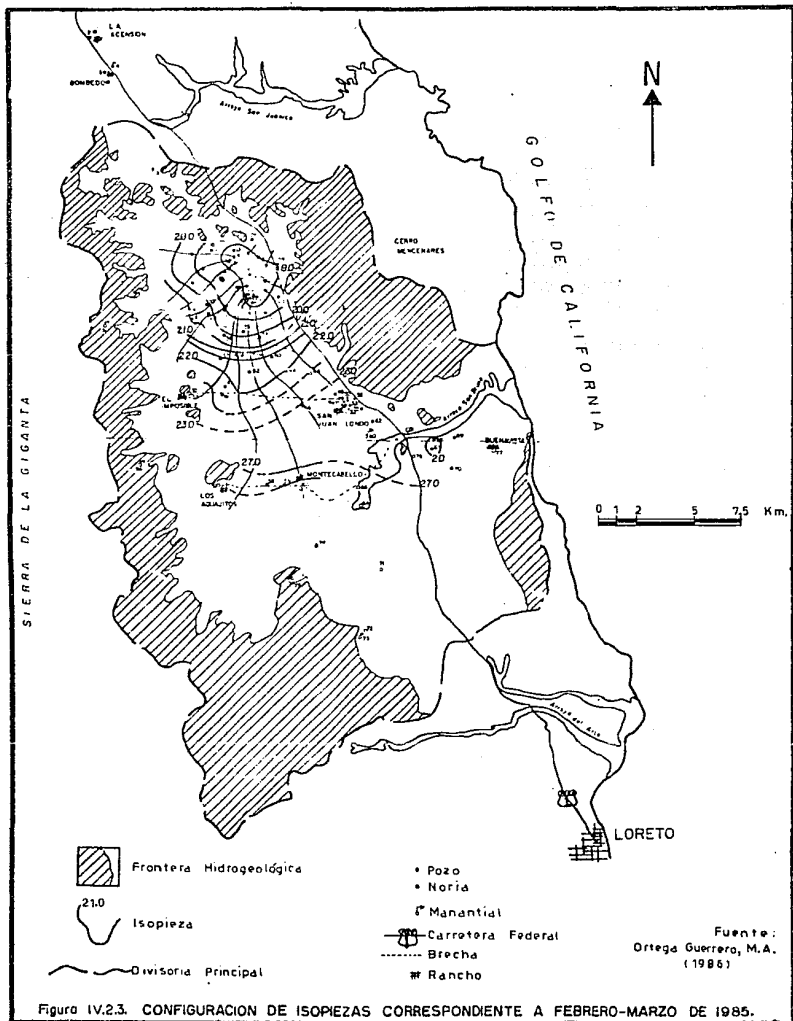


Figura IV.2.3. CONFIGURACION DE ISOPIEZAS CORRESPONDIENTE A FEBRERO-MARZO DE 1985.

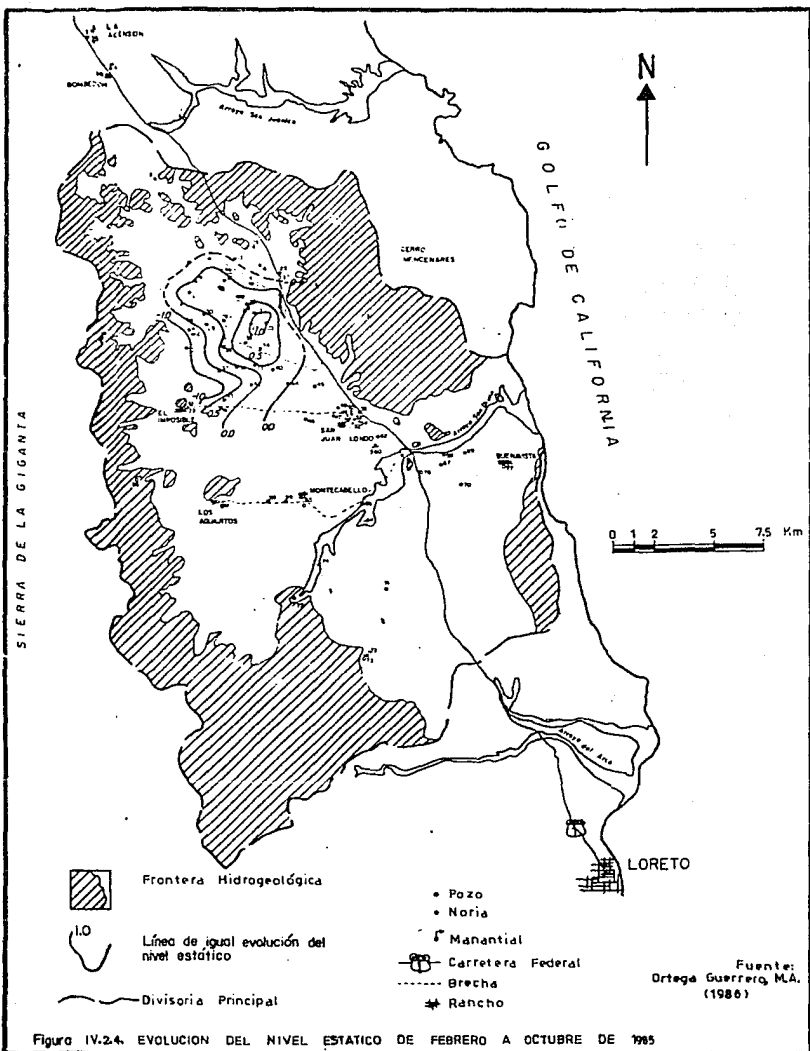


Figura IV.24. EVOLUCION DEL NIVEL ESTATICO DE FEBRERO A OCTUBRE DE 1965

Fuente:
Ortega Guerrero, M.A.
(1986)

existe una diferenciación bastante clara entre la zona de recuperación (valores positivos) al oriente del valle, y otra de abatimiento (valores negativos) al occidente, separadas ambas por la línea de no evolución (valor cero) con una distribución aproximadamente de norte a sur. De acuerdo a Ortega (op. cit.), los datos anteriores confirman la acción de la recarga proveniente de las faldas de la Sierra de la Giganta. Cabe mencionar que a partir del mes de octubre nuevamente comenzó la explotación, por lo que la zona de abatimiento (valores negativos) no logró recuperarse.

El Instituto de Geofísica al comparar los niveles estáticos de 1977 a 1985, determinó en general un abatimiento medio regional del orden de 2.5 metros por año.

IV.3. CARACTERISTICAS HIDRAULICAS DEL ACUIFERO

Con el fin de conocer las características físicas del acuífero tales como su transmisividad, coeficiente de almacenamiento, conductividad hidráulica y tipo de acuífero, se llevaron a cabo diez pruebas de bombeo de duración variable (de 8 a 48 horas) en diferentes puntos del valle.

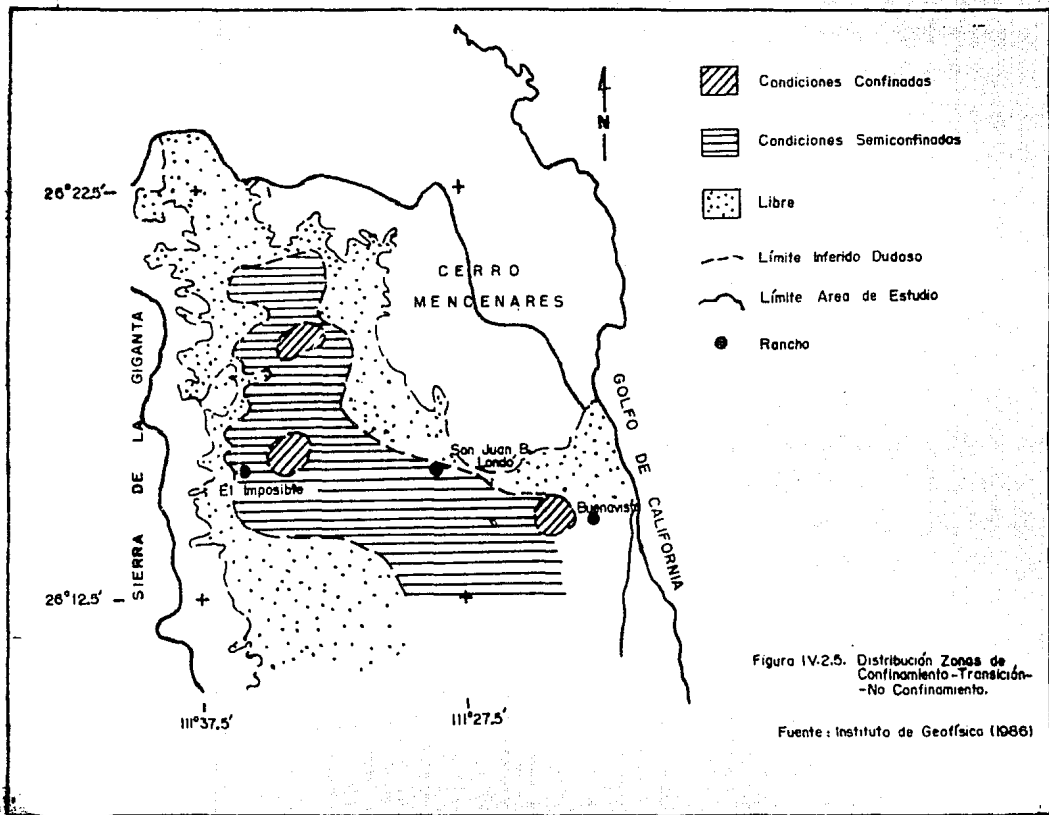
La interpretación de estas pruebas indica que el rango entre los que se encuentran los valores de transmisividad varían entre 0.66×10^{-3} y $19 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (Ortega, op. cit.). Los valores próximos a $1 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ se distribuyen hacia las fronteras rocosas, mientras que los valores mayores a $10 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ se ubican hacia la parte central del valle.

De acuerdo a Ortega (op. cit.), en tres casos fué posible conocer el valor del coeficiente de almacenamiento, el cual es de 0.0013 en el pozo 12, de 0.0019 en el pozo 21 y mayor a 0.05 en el pozo 43. Por lo que se confirma el carácter confinado del acuífero en la parte central del área de cultivo (donde se ubican los pozos 12 y 21); mientras que en el caso del pozo 43, localizado en la brecha que une los ranchos El Imposible y San Juan B. Londó, se

trata de una transición a un acuífero libre.

Con base en la reinterpretación de las pruebas de bombeo (Instituto de Geofísica, op. cit.), se confirma que el acuífero que explotan los pozos funciona hidráulicamente como semiconfinado en la porción central de la planicie y, transicionalmente, pasa a un acuífero libre hacia las zonas adyacentes de los terrenos montañosos. En la porción más central de la planicie, el acuífero se presenta como confinado (Figura IV.2.5.). De acuerdo al Instituto de Geofísica (op. cit.), se ha detectado la existencia de un paquete arcilloso de espesor y continuidad variables sobre este acuífero y representa el límite inferior de un acuífero libre.

La naturaleza exacta del paquete arcilloso es desconocida debido a la carencia de cortes litológicos profundos y datos del diseño de los pozos. Esta carencia ha sido una fuerte limitante en la interpretación de los datos obtenidos y, por consecuencia, en el conocimiento de la geometría del acuífero, por ello sería deseable un mayor control de la información que proveen los pozos antes, durante y después de su perforación.



CAPITULO V

HIDROGEOQUIMICA

Simultáneamente a la realización del inventario de aprovechamientos de agua subterránea, se efectuó un muestreo de agua con el fin de determinar las características químicas que presenta este recurso en la zona de estudio.

El análisis químico de las muestras recolectadas fué realizado en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M.. A continuación se presentan algunos de los resultados que se obtuvieron a partir del mencionado estudio químico.

V.1. FAMILIAS DE AGUA

Los iones principales fueron graficados en el diagrama triangular de Piper (Figura V.1.1.). En dicho diagrama se puede observar que la familia de agua predominante es la Clorurada-Sódica y que el resto del agua es de carácter mixto.

V.2. DISTRIBUCION ESPACIAL DE LOS IONES PRINCIPALES

a) Sólidos Totales Disueltos (STD).

La distribución espacial de los STD se presenta en la Figura V.2.1.; en ella se puede apreciar un incremento en la concentración, a partir de las estribaciones de la Sierra de la Giganta y la zona al norte de los ranchos Los AguaJitos y Monte Cabello, hacia la parte centro oriental del Valle de San Juan B. Londó. Este incremento se produce desde valores mínimos de 500 ppm

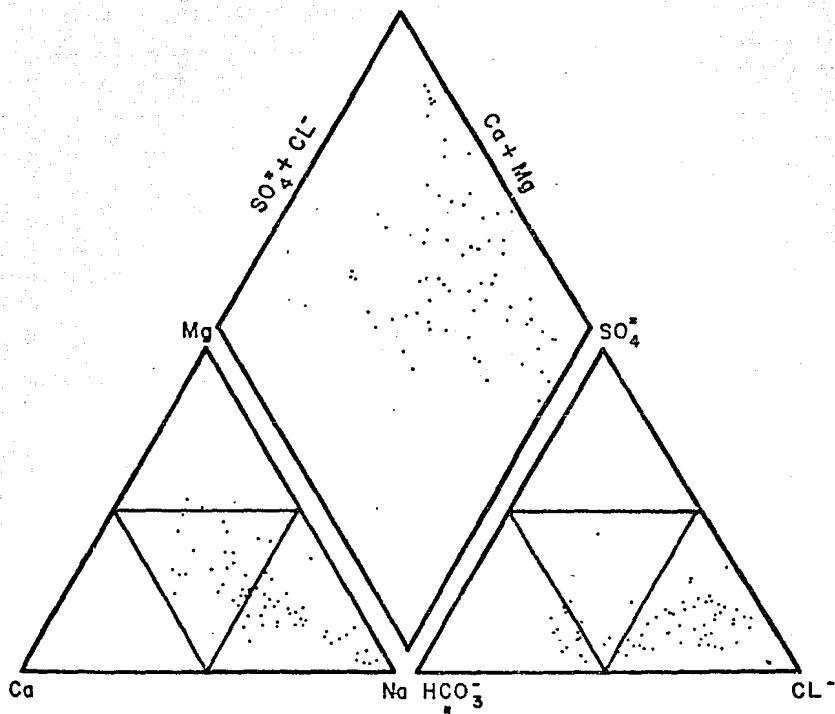
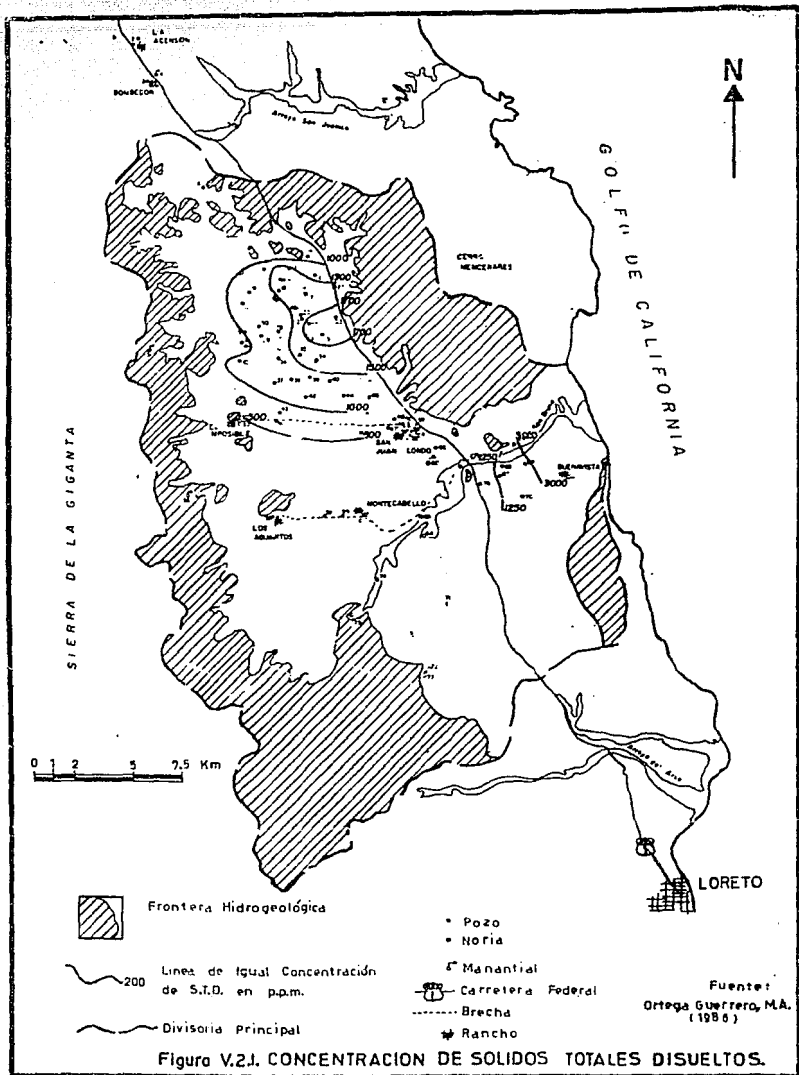


FIGURA V.II. Diagrama de Piper.

Fuente: Ortega Guerrero, M.A. (1986)



hasta valores máximos de 1700 ppm. Sin embargo, en la zona del Rancho Buenavista, se observan valores de 1250 y hasta de 3000 ppm los cuales, con toda seguridad, están ligados a una intrusión incipiente de agua marina en esta zona. Cabe señalar que las norias situadas en los alrededores del Rancho San Juan B. Londó y, también, al norte y sur del área no se consideraron en la configuración de isovalores de concentración de STD.

b) Cloruros.

La concentración de cloruros presenta, en términos generales, una distribución semejante a la de los STD, ya que existe un incremento de la concentración de este ión de occidente a oriente (Figura V.2.2.) en la zona de los cultivos, que es el área de mayor concentración de aprovechamientos. En esta zona la concentración mínima la representa la isolínea que corresponde a los 100 ppm y la cual se observa hacia las estribaciones de la Sierra de la Giganta. Esta concentración sufre un gradual incremento hacia el oriente hasta alcanzar valores máximos representados por la isolínea de 600 ppm, existiendo una zona anómala en el lugar en donde se localiza el pozo No. 10 en donde se tienen valores mayores a 600 ppm.

Es importante hacer mención que en la zona del Rancho Buenavista se identificó una concentración de 1427 ppm de cloruros en el pozo 69, lo que representa una evidencia de la incipiente intrusión de agua marina que existe en esta zona. Lo anterior es de tomarse en consideración en la política de explotación que planea llevarse a cabo en el área ya que, de no plantearse un programa de extracción racional, existe el riesgo de incrementar la intrusión de agua marina en un tiempo relativamente corto. Aún más, para el mejor aprovechamiento del agua subterránea en esta subcuenca, en la actualidad, deberán implementarse métodos de cultivo propios para zonas desérticas evitando al máximo las pérdidas de agua en el riego, así como el planteamiento de la reutilización de las aguas tanto para fines agrícolas como municipales.

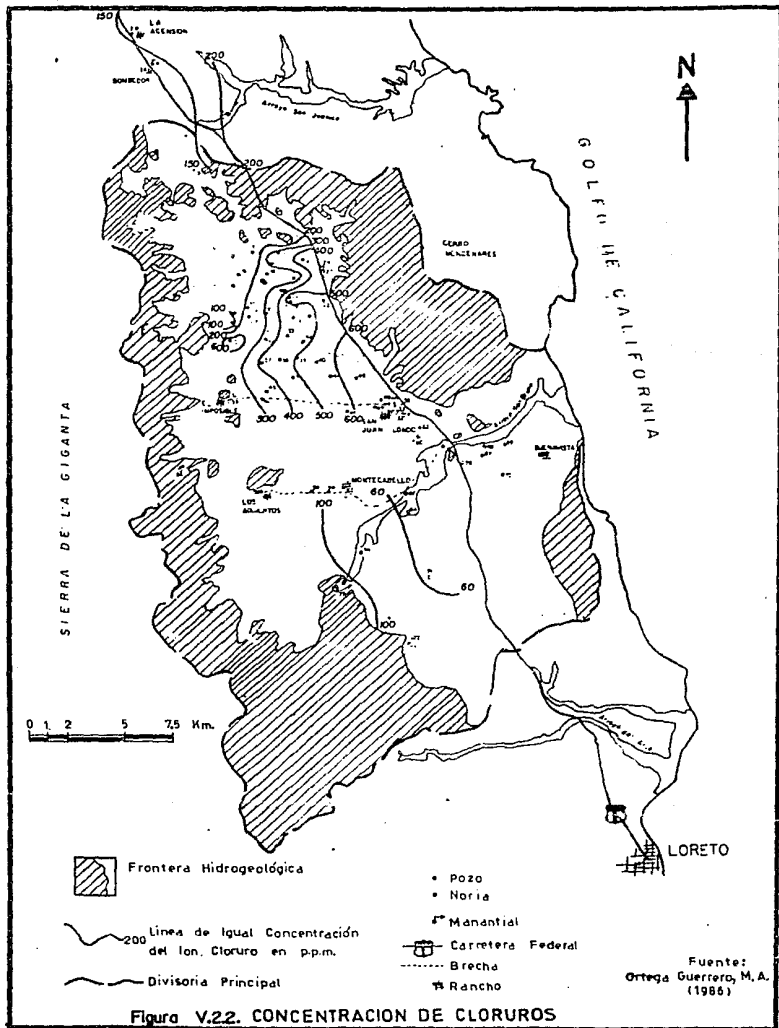


Figura V.22. CONCENTRACION DE CLORUROS

Por otra parte, la concentración de cloruros detectada en las norias varía entre 50 y 200 ppm, quedando incluidas dichas norias en los alrededores de los ranchos El Bombedor, Montecabello y San Juan B. Londó.

De acuerdo a Ortega (op. cit.), el análisis muestra que en un 80% de los pozos ubicados en la porción norte del Valle de San Juan B. Londó, se sobrepasan las normas establecidas para uso potable en lo referente al ión cloruro, lo que es evidente si se considera que el límite máximo permitido es de 250 ppm de este ión aún y cuando no cauce efectos fisiológicos nocivos.

c) Sulfatos.

El análisis de la Figura V.2.3., en la que se muestra la configuración de la concentración del ión sulfato, nos muestra un comportamiento similar a las dos configuraciones mostradas anteriormente. De esta forma, se observa un incremento del ión sulfato desde valores de 50 ppm localizados hacia el occidente del Valle de San Juan B. Londó, hasta más de 200 ppm (pero menos del límite máximo permitido para uso potable que es de 250 ppm) cerca del Rancho San Juan.

En las norias, las cuales se encuentran localizadas en las inmediaciones de los ranchos El Bombedor, San Juan, Buenavista, Monte Cabello y El Imposible, se observa que las concentraciones del ión sulfato varían entre 30 y 45 ppm.

d) Bicarbonatos.

La Figura V.2.4. presenta la distribución espacial de la concentración del ión bicarbonato. La concentración observada presenta una variación desde valores menores de 150 ppm hasta ligeramente superiores a 200 ppm, notándose dentro de la zona agrícola un incremento de occidente a oriente y de sur a norte.

Los valores de la concentración del ión bicarbonato en las norias localizadas en las inmediaciones del Rancho San Juan B. Londó y al sur de dicha localidad, también varían entre 150 y 200 ppm.

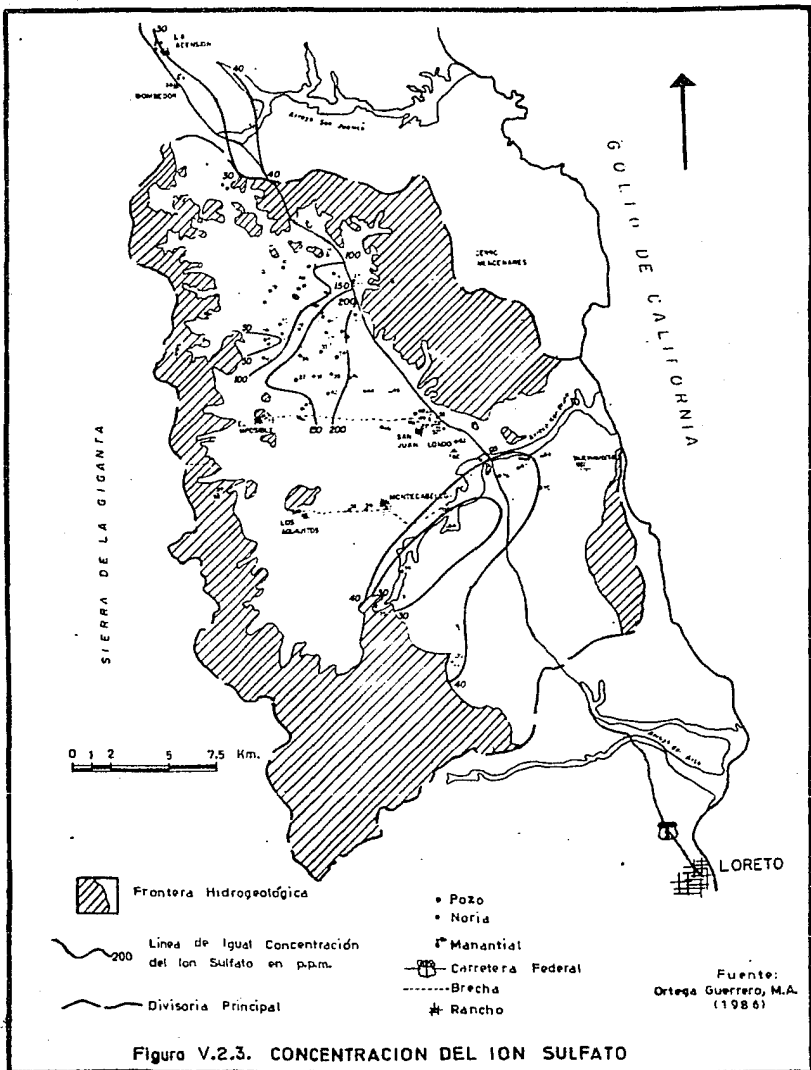
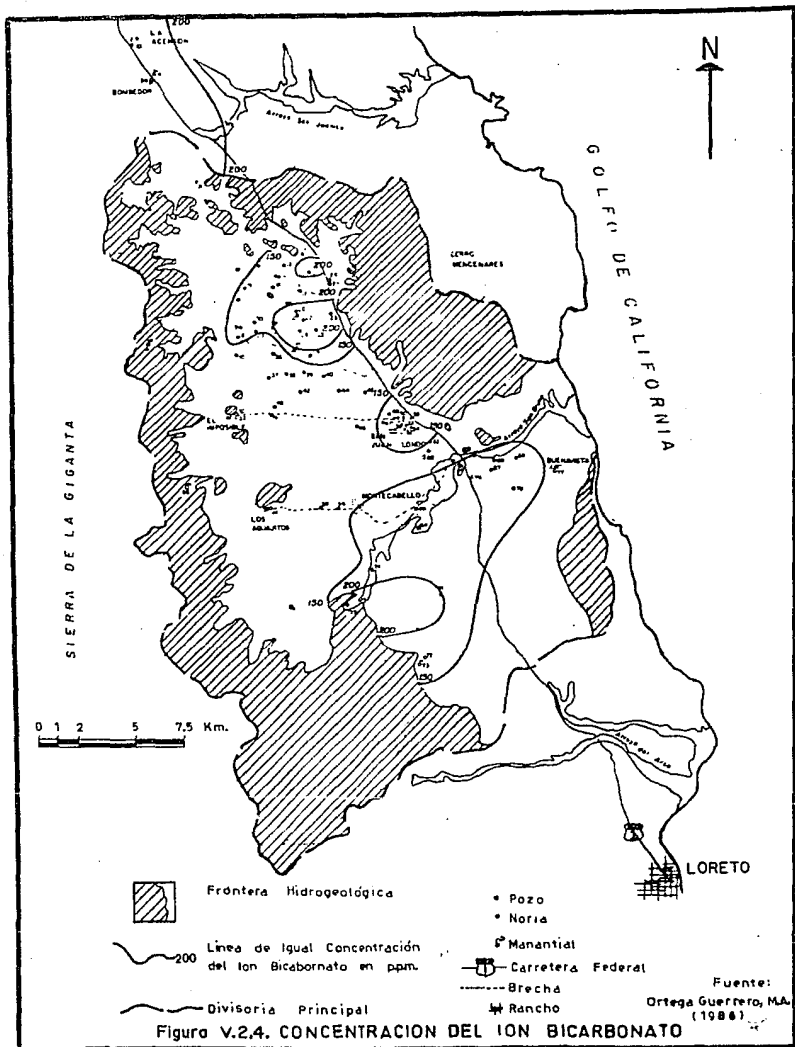


Figura V.2.3. CONCENTRACION DEL ION SULFATO



La información hidrogeoquímica muestra que, en general, el contenido de sólidos totales disueltos y bicarbonatos del agua subterránea aumenta gradualmente de la periferia hacia el centro, coincidiendo con la dirección de flujo; esto indica que las zonas de recarga deben ubicarse en las zonas montañosas. Las configuraciones de los iones sulfato y cloro muestran incrementos de occidente a oriente, sin embargo, no necesariamente siguen la dirección de flujo; estas configuraciones pueden reflejar la influencia de lentes evaporíticos, probablemente asociados al Grupo Salada, por las que circula parte del agua en el subsuelo del valle. Así también, existe una diferenciación muy clara de la calidad del agua entre las norias y los pozos, expresado esto último por menores concentraciones en el contenido químico de las norias.

CAPITULO VI

GEOMORFOLOGIA

VI.1. CONCEPTOS GENERALES

El caracterizar un área en su aspecto geomorfológico implica necesariamente estudiar el factor relieve que, en sí, viene a ser el objeto de la ciencia geomorfológica, la cual considera al relieve en función de su génesis, morfología, edad y dinámica.

Estos factores se encuentran intrínsecamente relacionados entre sí, y son de gran importancia en un estudio geomorfológico. Solamente el análisis y síntesis de dichos factores, así como su representación en una cartografía geomorfológica adecuada, nos permitirá comprender el relieve de una región determinada.

En cuanto a su morfología, la superficie terrestre posee características cualitativas o morfográficas y cuantitativas o morfométricas. Las primeras hacen referencia a la semejanza de las formas del relieve con cuerpos geométricos, como cuencas elipsoidales, planicies, conos volcánicos, etc.. Las segundas se refieren a valores matemáticos que definen longitudes, áreas, volúmenes, ángulos de pendiente, etc. (Aceves, 1986).

Los métodos cartográficos aplicados a estudios geomorfológicos son amplios y variados, con un acusado desarrollo en los últimos 30 años producto de su aplicación, cada vez más intensa, en la actividad económica del hombre (Lugo, 1978).

Entre la cartografía geomorfológica existe un tipo de cartas que ha tenido un amplio desarrollo por su variada aplicación, las cuales representan al relieve en función de determinadas propiedades cuantitativas por lo que se les denomina cartas morfométricas. Entre este tipo de cartas sobresalen: la Carta de Pendientes, la Carta de la Profundidad de la Disección del Relieve y la Carta de la Densidad de la Disección del Relieve, entre

otras. De los numerosos métodos morfométricos utilizados en geomorfología, son estos los de mayor aplicación, siendo requisito indispensable para llevar a cabo trabajos de morfometría, una base topográfica confiable y una escala preferentemente grande (1:50,000 a 1:100,000) (Lugo, op.cit.).

Las cartas morfométricas pueden tener aplicación directa en la solución de un problema determinado y, en otros casos, sirven como apoyo para la elaboración de otro tipo de cartas más complicadas que enfatizan en determinados rasgos del relieve, llamadas cartas especiales o cartas particulares. Entre éstas, se pueden mencionar las siguientes: la Carta Geomorfológica, la Carta Morfodinámica, la Carta Paleogeomorfológica y la Carta Geomorfológica-Estructural.

Cabe mencionar que, por su enfoque hacia la prospección geohidrológica, en el presente estudio no se pretende dar una explicación detallada de cada uno de los métodos geomorfológicos existentes, sino más bien el de hacer uso de los elementos que consideramos más importantes o significativos para caracterizar en un sentido geomorfológico el área de estudio y obtener sus posibles relaciones con la geohidrología.

El comportamiento del agua en la superficie terrestre depende en gran medida de las características geológicas y climáticas. Para comprender este comportamiento se puede efectuar un análisis geomorfológico consistente en la determinación de la forma y tamaño de la cuenca y del análisis de la red de avenamiento. Los dos primeros parámetros tienen importancia ya que con ellos puede observarse el tiempo en que un torrente o flujo de agua tarda en llegar desde los límites de la cuenca hasta la desembocadura de la misma, la velocidad que adquiere, su magnitud y la erosión que produce. Por su parte, el análisis de la red de avenamiento proporciona el conocimiento de su eficiencia y de la influencia que ejerce sobre los procesos de escurrimiento e infiltración. De esta forma, si se conoce el comportamiento del agua superficial dentro de una cuenca, a la que se considera como unidad geomorfológica, permitirá subdividirla en unidades desde el punto de vista geohidrológico.

Por lo anteriormente expuesto, se ha realizado el análisis geomorfológico de la subcuenca de estudio con base en las diferentes unidades litológicas para no perder las relaciones que se establecen entre la litología y los otros factores geomorfológicos como la edad, climatología, zonalidad geomorfológica y grado de fracturamiento. Para este análisis se ha hecho uso de los elementos morfográficos (Tipo de Avenamiento), de los elementos morfométricos (Forma de la Cuenca, Orden de Corrientes, Relación de Bifurcación, Pendientes, Densidad de la Disección del Relieve, Profundidad de la Disección del Relieve), de un perfil compuesto geológico-geomorfológico y de la definición de Unidades Geomorfológicas.

De esta forma, se presenta a continuación el análisis de los parámetros morfográficos y morfométricos que nos permite construir la Carta Geomorfológica en la que se definen Unidades Geomorfológicas y se establecen, además, el comportamiento y características geohidrológicas de estas unidades.

VI.2. PARAMETROS MORFOGRAFICOS

VI.2.1. Tipo de Avenamiento.

La red hidrográfica de la zona de estudio es completamente intermitente y presenta tres tipos básicos de avenamiento: Dendritico, Paralelo y Radial.

El tipo dendritico es el más prominente en el área, se observa generalmente hacia las partes occidental, norte y sur; constituye el patrón de avenamiento característico de la Sierra de la Giganta y de los lomerios donde aflora el Grupo Salada. El avenamiento de tipo paralelo se desarrolla sobre la planicie y sobre los afloramientos de conglomerados pleistocénicos. El tipo de avenamiento radial es característico de áreas donde los basaltos plio-pleistocénicos cubren a las formaciones más antiguas, sobre todo en la zona del Cerro Mencionares. El tipo radial también se observa en la parte sur, donde aflora el

basamento granítico.

Hacia la porción suroriental del área, sobre las rocas que forman el Grupo Salada, la configuración del avenamiento esboza un patrón modificado: el Asimétrico o Pectiniforme. Se caracteriza por la tendencia a desarrollar más tributarios en el lado o vertiente de mayor gradiente que en la vertiente menos inclinada. Guerra (1980) hace notar que la semejanza de esta configuración a un peine, ha motivado que también se le conozca bajo el nombre de pectiniforme.

Así también, el avenamiento dendrítico presenta anomalías de drenaje debido a que involucra otros tipos básicos de menor magnitud, lo que da un patrón de ocurrencia local de drenaje radial y anular dentro del patrón dendrítico regional. Lo anterior lo podemos observar sobre la red de avenamiento expuesto en la Sierra de la Giganta. Estas anomalías locales sugieren desviaciones estructurales o topográficas del plan regional (Howard, 1967).

Sobre el avenamiento paralelo se presenta un hecho importante; en la parte norte de la planicie se encuentra el Arroyo Naucojoa que, después de nacer en las partes altas de la Sierra de la Giganta, atraviesa el valle transversalmente de oeste a este y, posteriormente a su unión con el Arroyo El Alamo, en el extremo oriental se quiebra abruptamente hacia el sureste para dar origen al Arroyo San Bruno. A su vez, el Arroyo El Alamo corre sensiblemente de norte a sur, a partir del rancho del mismo nombre. Lo anterior podría considerarse como una probable evidencia de que el drenaje en la planicie se encuentra controlado por fracturas y fallas que involucran al material aluvial que rellena las partes bajas de la subcuenca.

La observación en campo mostró que las formaciones volcánicas, constituidas por los basaltos plio-pleistocénicos y las brechas de la Formación Comodú, presentan un alto grado de fracturamiento que les ha inducido una importante permeabilidad secundaria.

Lo anteriormente descrito nos induce a considerar que la red de avenamiento expuesta en la subcuenca, se encuentra básicamente definida por el carácter litológico del material subyacente, por la edad de tales materiales y por un evidente control estructural derivado de las características tectónicas de la zona.

VI.3. PARAMETROS MORFOMETRICOS

VI.3.1. Area de la Cuenca.

El área de la cuenca es un parámetro importante dado que bajo condiciones normales, los caudales de escurrimiento promedio, así como el mínimo y máximo instantáneos aumentan a medida que crece el área de la cuenca (Stanescu, 1970). Sin embargo el crecimiento del caudal promedio no es constante y tampoco igual en cualquier región, debido a que se encuentra en función de la variación territorial de las precipitaciones y otras condiciones fisiográficas. De acuerdo a Campos (1984), estrictamente hablando, es difícil establecer la magnitud de un escurrimiento basándose exclusivamente en el tamaño de la cuenca, ya que tamaños similares pueden tener respuestas hidrológicas diferentes.

La zona de estudio es una subcuenca geohidrológica de origen tectónico. Pertenece a la Región Hidrológica No. 6 y presenta una orientación noroeste-sureste. Su superficie fué medida mediante el método geométrico del cuadrado, el cual consiste en transferir la superficie a medir a un papel cuadrículado y contar los cuadrados dentro de la figura adicionando, además las fracciones cuadradas estimadas; de esta forma, el área total obtenida fué de 618.5 km².

VI.3.2. Forma de la Cuenca.

El comportamiento de los escurrimientos es diferente para las cuencas de forma circular que para alargadas y estrechas. Esto es, la forma de la cuenca afecta las características de la descarga de la corriente, principalmente en los eventos de flujo máximo (Campos, op. cit.). En cuencas alargadas el flujo es de menor

magnitud que en cuencas circulares, para una misma tormenta.

El Índice de Compacidad (k_1) definido por Gravelius (Jiménez, 1980) relaciona la forma de una cuenca dada con respecto a un círculo. Se define como el cociente adimensional entre el perímetro de la cuenca (P) y la circunferencia de un círculo cuya área es igual al tamaño (A) de la cuenca en km^2 , esto es:

$$k_1 = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

$$P \approx 127.02 \text{ km}$$

$$A \approx 618.50 \text{ km}^2$$

El Índice de Compacidad (k_1) obtenido de esta forma para el área de estudio es de 1.43, el cual, como se puede observar, no difiere mucho del valor del índice para un círculo que es de 1, lo que implica en este caso que la subcuenca es amplia y con posibilidades de que su avenamiento presente abundante ramificación. Caso contrario podría considerarse, por ejemplo, el índice 4.14 obtenido por Jiménez (op. cit.) para la cuenca del Río Mixcoac en el Valle de México y cuya forma es la de un huso.

VI.3.3. Orden de Corrientes.

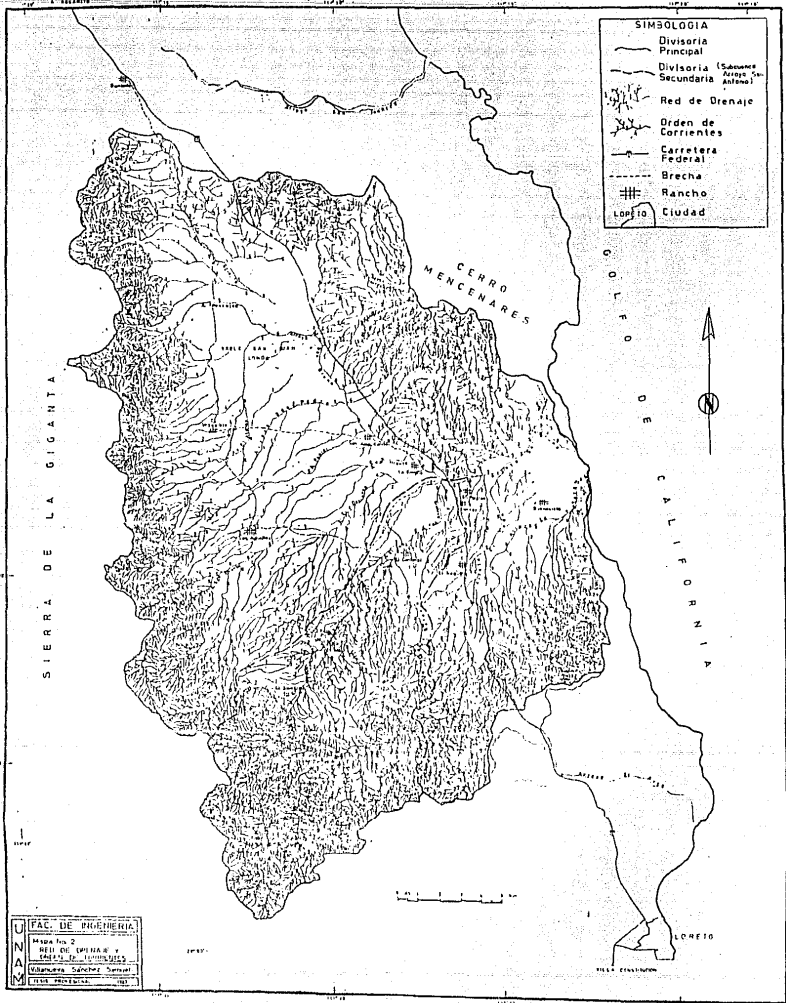
Es una clasificación que refleja el grado de ramificación o bifurcación del avenamiento dentro de una cuenca. De acuerdo con Horton (1932) el orden de las corrientes se determina siguiendo el método de designar como corrientes de primer orden a los tributarios más extremos de un sistema de río, los que emergen del terreno y fluyen hasta una confluencia sin recibir tributario alguno; como corrientes de segundo orden a aquellas que reciben tributarios exclusivamente de primer orden, denominándoles de segundo orden a partir del punto donde se unen dos tributarios de primer orden; como corrientes de tercer orden a aquellos ramales más largos que reciben tributarios de primer y segundo orden, adquiriendo tal designación a partir del primer punto en donde se unen dos tributarios de segundo orden; y así sucesivamente, con lo que la corriente principal viene a ser la del orden más alto. Para

determinar el orden de un sistema de corrientes será imprescindible contar con planos topográficos que muestren los tributarios de primer orden de manera precisa (Horton, op. cit.).

En el área se puede observar que la corriente principal, el Arroyo San Bruno, presenta un orden máximo de 7 a la altura del Rancho La Envidia, en el punto donde se unen el mismo Arroyo San Bruno y el Arroyo San Vicente cuyo orden para ambos hasta ese lugar es de 6; de esta forma, el Arroyo San Bruno adquiere el orden 7 y lo continúa hasta su desembocadura en el Golfo de California.

Es interesante notar que sobre las brechas volcánicas de la Formación Comondú, que principalmente constituyen la Sierra de la Giganta, el orden de las corrientes alcanza valores de 4 y 5 en la zona de pie de monte, antes de desembocar sobre la planicie aluvial, y también muestra tales valores al llegar a los afloramientos de pendiente menos pronunciada constituidos por los conglomerados pleistocénicos y por las rocas del Grupo Salada. De esta manera, las corrientes de cuarto y quinto orden corresponden, en términos generales, al tipo de avenamiento dendrítico característico del paquete volcánico de la Formación Comondú y el cual, de manera abrupta, hacia la planicie pasa a ser un patrón de avenamiento paralelo que alcanza valores de quinto y sexto orden como resultado directo de la unión de las corrientes que bajan de la sierra.

Una excepción se presenta en el vértice sur de la subcuenca, en donde el orden de las corrientes alcanza un máximo de 6 sobre las brechas volcánicas de la Formación Comondú. Esto es explicable debido a que en esa porción estas rocas tienen una mayor superficie de exposición y dan origen al Arroyo San Antonio cuya subcuenca secundaria (Mapa 2) representa la quinta parte del área total de la subcuenca. A pesar de que este arroyo alcanza prontamente sobre las brechas volcánicas el sexto orden, éste no se incrementa a lo largo del recorrido del mencionado arroyo, por lo que llega con este mismo orden a unirse al arroyo San Bruno hacia el noreste del rancho El Paraíso, después de haber atravesado y recibido tributarios de las rocas de la Formación

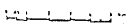


SIMBOLOGIA

- Divisoria Principal
- - - Divisoria Secundaria (Subsección Arroyo Sin Ancho)
- ⋈ Red de Drenaje
- ⋈ Orden de Corrientes
- Carretera Federal
- - - Brecha
- ▣ Rancho
- Ciudad



UNAM
 FAC. DE INGENIERIA
 Mapa No. 2
 REJ DE SIERRA DE LA GIGANTA
 (Baja California Sur)
 Escala: 1:50,000
 Edición: 1965



Comodú, del basamento granítico Mesozoico, del Grupo Salada, de los conglomerados pleistocénicos y finalmente, del aluvión del valle.

Los tributarios de las formaciones más recientes que la Formación Comodú presentan órdenes de corrientes de menor valor. El conglomerado y el aluvión del valle, que muestran un drenaje paralelo, alcanzan el segundo orden. Por su parte, las rocas del Grupo Salada que exhiben una configuración de avenamiento asimétrico alcanzan el cuarto orden. Sin embargo, el orden mayor de las corrientes para todas estas zonas es de 5 y 6 (aunque en un pequeño tramo, hacia la zona del Rancho Buenavista, el Arroyo San Bruno alcanza el orden 7 sobre terreno aluvial) debido a que las corrientes que bajan de la sierra con órdenes de 4 y 5 vienen a unirse en los terrenos formados por las rocas clásticas del Grupo Salada, el conglomerado pleistocénico y el aluvión de la planicie.

En el Cerro Mancenares las emisiones basálticas plio-cuaternarias cubren al paquete volcánico de la Formación Comodú, por lo que se asume que las primeras han modificado la secuencia evolutiva del relieve que desarrollaría la citada Formación Comodú en esta parte de la subcuenca. En esta zona se observa un tipo de avenamiento radial, con un orden de corrientes que varía de desde 2 y 3 en el norte, hasta 4 en la parte central y sur del cerro.

El basamento granítico expuesto al sur de la subcuenca, presenta un tipo de avenamiento radial y un orden de corrientes máximo de 3. Las corrientes que se desarrollan en estas rocas vienen a desembocar en los arroyos San Antonio y El Salto, por lo que son tributarios de corrientes más largas y de mayor orden.

De lo anteriormente expuesto puede observarse, por lo tanto, que el tipo de avenamiento y el número de orden de las corrientes guardan una estrecha relación con la naturaleza del material subyacente y con la zonalidad geomorfológica. El máximo orden que alcanza la corriente principal en la subcuenca está dado básicamente por el orden que desarrollan los tributarios que se forman en el paquete volcánico de la Formación Comodú, en la

Sierra de la Giganta; los cuales llegan a unirse en los terrenos donde afloran rocas del Grupo Salada, de los conglomerados pleistocénicos y del aluvión del valle, principalmente.

VI.3.4. Relación de Bifurcación.

De acuerdo a Horton (op. cit.), es evidente de que el número de tributarios de un orden determinado en una cuenca hidrológica se incrementa en progresión geométrica en la medida que el número de orden de la corriente principal se incrementa en forma aritmética. Siguiendo a dicho autor, tratado como una serie geométrica de relación r , la suma de las series o el número total de las corrientes en una cuenca sería:

$$N = (r^o - 1) / (r - 1)$$

donde o es el orden de la corriente principal. También, si N_1 es el número de tributarios de primer orden se tiene que:

$$r = \sqrt[N-1]{N_1}$$

expresión que representa la Relación de Bifurcación (r). Esta relación, según Aceves (op. cit.), para un número de cuencas donde ha sido determinada se ha encontrado que es aproximadamente constante, mostrando pequeños rangos de variación de una región a otra, excepto en donde domina una actividad geológica muy alta.

Strahler (1957) menciona que la relación de bifurcación puede obtenerse mediante una gráfica en donde la ordenada es el logaritmo del número de corrientes y cuyo valor disminuye al aumentar el valor de la abscisa que representa el número de orden; tal gráfica verifica la ley de Horton para el número de corrientes, la cual indica que los números de corrientes de los segmentos de cada orden forman una secuencia geométrica invertida con el número de orden. De la unión de los puntos graficados se obtiene una recta que nos señala la regresión lineal, la pendiente

de la recta nos representa el Coeficiente de Regresión. Si además se obtiene el antilogaritmo de esta pendiente, tendremos el valor de la relación de bifurcación (r) obtenida por Horton mediante fórmula.

Con base en el método gráfico de Strahler (op. cit.), la relación de bifurcación fué obtenida para cada una de las unidades litológicas que afloran en la zona de estudio. Se consideraron en algunos casos áreas representativas y en otros el área total aflorante; la Tabla VI.3.1. y la Figura VI.3.1. muestran los resultados obtenidos. Estos resultados parecen ser no muy significativos dado que se observa que no existe una relación muy clara de los valores con respecto a la litología, variando éstos de 3.85 (paquete volcánico de la Formación Comondú) hasta 5.78 (Basamento Granítico). Sin embargo, es la carencia de datos para otras cuencas lo que nos limitan el buscar una utilidad mayor para estos resultados; quizás un análisis más detallado que contara con datos de otras localidades, podría poner de manifiesto una mayor utilidad de este parámetro para la caracterización de una cuenca determinada.

VI.3.5. Carta de Pendientes.

La Carta de Pendientes señala en grados los valores de inclinación de la superficie terrestre. De acuerdo a Hammond (1954), el ángulo de inclinación es importante en el estudio del relieve ya que, a medida que la inclinación de la superficie del terreno aumenta, la proporción de lluvia la cual se convierte en escurrimiento estará comúnmente acompañada por un correspondiente decremento en la infiltración que también depende, entre otros factores, de la vegetación ya que por intercepción puede disminuirla.

Donde los terrenos topográficos son altos e inclinados, el espesor de las zonas intemperizadas en rocas impermeables es delgado; de esta forma, la infiltración del agua que llega encima de la roca fresca superficial, tendería a percolar hacia abajo en la misma dirección de la superficie del terreno y puede estar

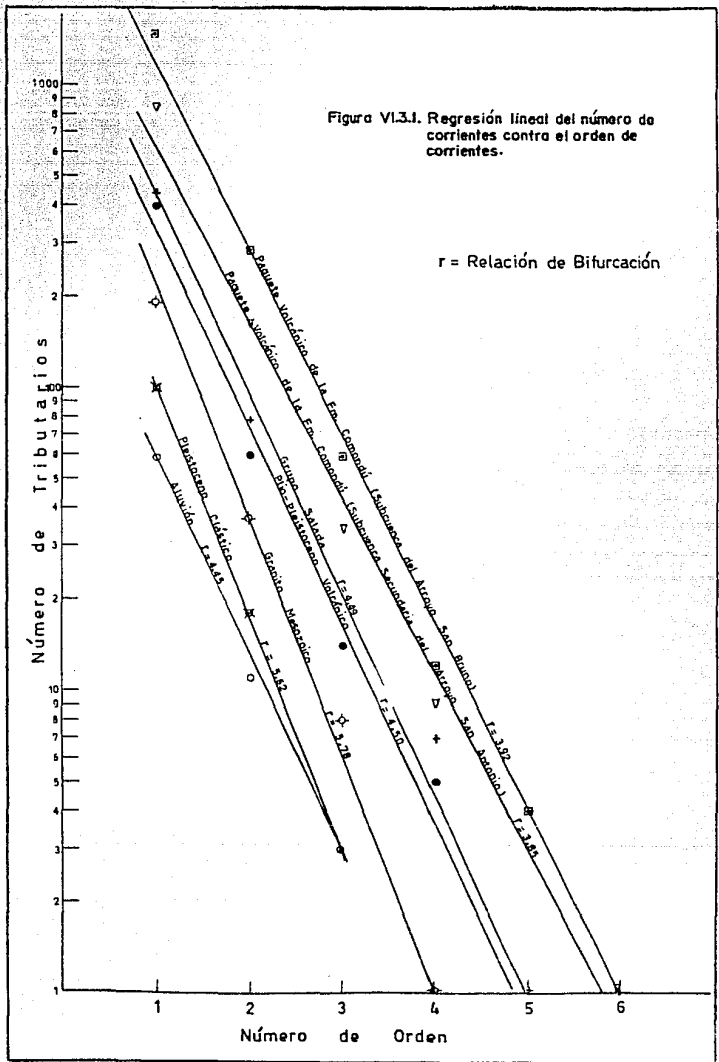
Tabla VI.3.1.

Litología	r = Relación de Bifurcación	N° de Tributarios por Orden *					
		1	2	3	4	5	6
* Granito Mesozoico	5.78	192	37	8	1	—	—
** Fm. Comendú (Tmc(v) en la Subcuenca Secundaria del Arroyo San Antonio).	3.85	866	161	34	9	3	1
* Fm. Comendú (Tmc(v) en la Subcuenca del Arroyo San Bruno).	3.92	1470	284	59	12	4	1
* Grupo Salada	4.49	438	78	15	7	1	—
* Basalto Pleistocénico	4.50	403	58	14	5	—	—
** Pleistoceno Clástico (Conglomerados).	5.62	99	18	3	—	—	—
* Aluvión Reciente	4.45	58	11	2	1	—	—

* Se tomaron áreas representativas de cada Litología por lo que el N° de Tributarios no es el total existente en toda la subcuenca.

** Para estas zonas o formaciones los datos sí representan el total de Tributarios.

Figura VI.3.1. Regresión lineal del número de corrientes contra el orden de corrientes.

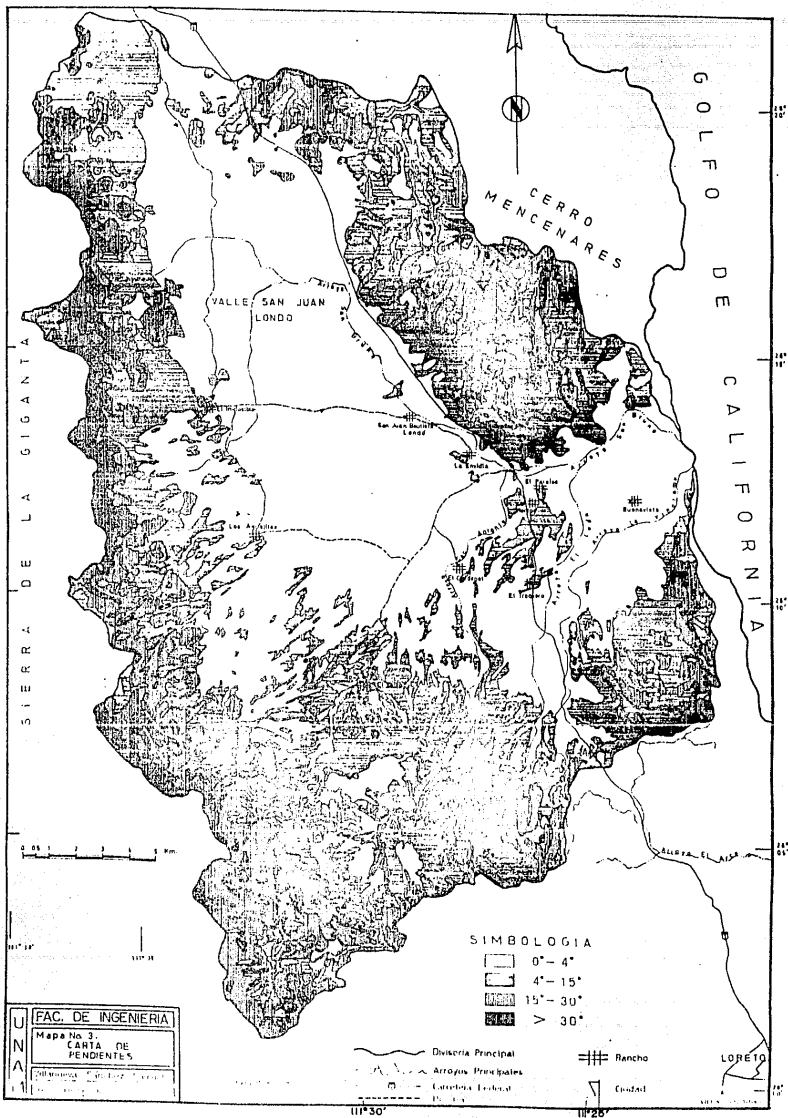


sujeta a una continua demanda de evapo-transpiración en todo su recorrido hasta que pueda llegar a encontrar un acuífero e integrarse a él. Sin embargo, lo anterior puede verse sustancialmente modificado, si las rocas impermeables de los mencionados terrenos altos desarrollan una permeabilidad secundaria debida principalmente a fracturas, estas rocas fácilmente absorberán la precipitación.





Por lo tanto, la Carta de Pendientes viene a ser muy importante porque nos permite obtener una idea de la intensidad con que están actuando los procesos fluviales y gravitacionales. Esta carta se construye con base en la separación horizontal entre las curvas de nivel y la diferencia de cota entre ellas. En este trabajo se ha considerado conveniente el dividir en 4 rangos de pendiente el relieve de la subcuenca de estudio, los cuales como se verá a continuación guardan estrecha relación con la litología del área (Mapa 3).






a) Pendientes Mayores a 30°.

Este rango de pendiente se encuentra distribuido ampliamente sobre las partes altas de la Sierra de la Giganta, preferencialmente en las regiones oeste y suroeste de la subcuenca; también se observa, aunque de forma aislada, hacia el sur, este, noreste y norte. Este rango puede decirse que es exclusivo del paquete volcánico de la Formación Comondú en sus afloramientos topográficamente más elevados; sin embargo, también corresponde a las rocas basálticas expuestas en el Cerro Mancenares, donde se han formado cañadas con laderas fuertemente inclinadas. Cabe hacer notar que este rango se localiza preferentemente en las proximidades de la divisoria principal, excepto sobre la zona del Cerro Mancenares donde se le puede observar más alejado de esta divisoria sobre terrenos con menos de 100 metros de altitud, tal es el caso de la Cañada El Atacado ubicado en la zona sur del mencionado cerro.



SIMBOLOGIA

-  0° - 4°
-  4° - 15°
-  15° - 30°
-  > 30°

-  Divisoria Principal
-  Arroyos Principales
-  Estaciones Ferreas
-  Rancho
-  Ciudad

UNIVERSIDAD FAC. DE INGENIERIA
 Mapa No. 3.
 CARTA DE PENDIENTES
 Escala: 1:50,000

113° 50'

113° 20'

LORETO

b) Pendientes de 15° a 30° .

En términos generales, este rango se localiza alrededor de toda la subcuenca, circundando las partes con menor inclinación. Se puede observar que es más prominente que el rango anterior, preferencialmente en el suroeste, sur y noreste de la subcuenca. Generalmente, aparece bordeando las zonas de mayor inclinación. Se desarrolla en mayor proporción sobre las rocas volcánicas de la Formación Comondú y los basaltos plio-pleistocénicos; no obstante, se puede observar en menor proporción sobre las rocas clásticas del Grupo Salada y, también, definiendo las laderas del cauce del Arroyo San Antonio. En muchos lugares donde el rango anterior está ausente sobre la divisoria principal, este rango se extiende a partir de ella.

c) Pendientes de 4° a 14° .

Se encuentra más distribuido que los rangos anteriores. Es característica su localización sobre las rocas clásticas del Grupo Salada. También se reconoce hacia las partes bajas de la Sierra de la Giganta, en la zona de transición (pie de monte) de la sierra con el valle. Hacia el noreste se encuentra ampliamente distribuido en las partes bajas del Cerro Mencionares, sobre afloramientos basálticos. También se observa sobre el macizo granítico que se localiza al sur de la subcuenca. En la porción centro-este, específicamente entre los ranchos El Troquero, El Cardonal y El Paraíso, este rango interrumpe la continuidad de los valores de menor pendiente que se desarrollan sobre el aluvión del valle y los lomeríos de conglomerados pleistocénicos.

d) Pendientes de 0° a 4° .

Es el más prominente en el área de estudio ya que abarca toda la planicie y los lomeríos constituidos por conglomerados pleistocénicos; también se observa sobre el basamento granítico, al sur del área. En menor proporción, en forma aislada, se encuentra sobre la unidad volcánica de la Formación Comondú y las rocas del Grupo Salada. En general, se presenta como una ancha

faja con forma de una letra "L" con orientación noroeste-sureste.

VI.3.8. Carta de la Densidad de la Disección del Relieve.

El relieve terrestre es el resultado de la interacción de los procesos endógenos y exógenos. Los procesos endógenos se relacionan con las fases de actividad en la corteza y en el manto superior y, en parte, se expresan por la formación de irregularidades en la superficie terrestre. A los factores exógenos corresponden los procesos de intemperismo, denudación y acumulación (Kostenko, 1975); la intensidad con que se presentan estos procesos está ligado en forma estrecha a los procesos endógenos, con el clima del planeta y a la litología de las rocas.

El área de estudio corresponde a un clima desértico y las lluvias ocurridas en el verano son la principal fuente de humedad. En este tipo de clima el agua, junto con la acción del viento, es un elemento principal en el desarrollo del cambio geomórfico; el viento asume cierta importancia como agente de erosión y transporte. Las lluvias del desierto son, por lo general, de alta intensidad, corta duración y de extensión muy local. El agua, mediante escorrentías y corrientes temporales, viene a disecar el relieve original; esta actividad puede ser evaluada mediante el análisis de la Carta de la Densidad de la Disección del Relieve, complementada con el análisis de la Carta de la Profundidad de la Disección del Relieve.

La Carta de la Densidad de la Densidad de la Disección del Relieve puede tomarse como una expresión cuantitativa de la textura del avenamiento, esto es, la expresión cuantitativa del espaciamiento relativo de las corrientes. La textura del avenamiento está influenciada por diversos factores como son: factores climáticos (cantidad y distribución de la precipitación, la vegetación y los glaciares), litología, capacidad de infiltración, topografía, fracturamiento, zonalidad geomorfológica y edad de las rocas. De esta forma, la densidad del avenamiento puede proveer información sobre la permeabilidad y textura de los materiales, con lo que se puede inferir la identidad de los

mismos.

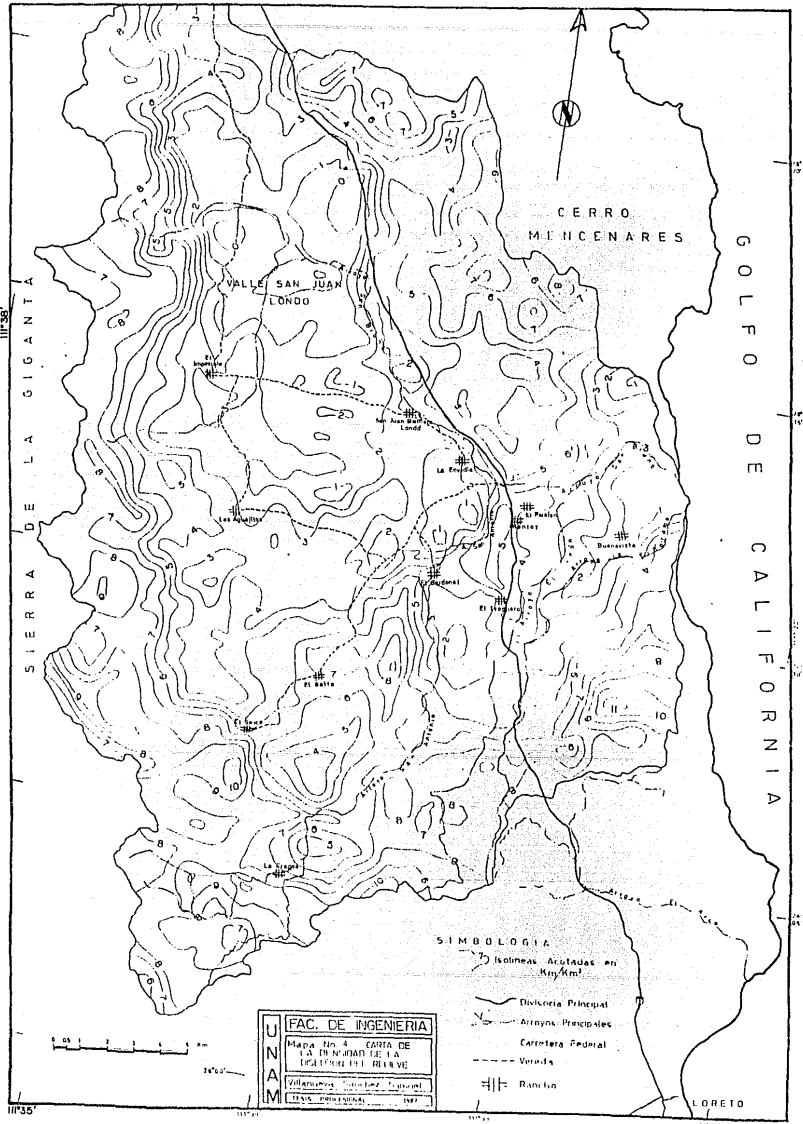
Es importante hacer notar que en la construcción de las cartas de la Densidad de la Disección y la Profundidad de la Disección se utilizan generalmente áreas de 20 y 5 km² respectivamente (Lugo, 1978, 1980, 1981; Aceves, 1986). Sin embargo, en este estudio se han elegido áreas de 1 km² para la elaboración de cada una de estas cartas con el fin de obtener un resultado más puntual el cual, si observamos las cartas y el análisis que se hace de ellas, ha dado buen resultado. La desventaja de utilizar esta división en cuadrículas relativamente pequeñas radica, como es lógico, en el incremento en la laboriosidad del trabajo desarrollado.

Para construir la Carta de la Densidad de la Disección se procedió a trazar en el plano topográfico todas las corrientes, tanto las ya marcadas, como las inferidas por el análisis de las cotas topográficas. El siguiente paso consistió en dividir la base topográfica en cuadrados de 1 km² de superficie cada uno. Posteriormente, se procedió a medir con un curvimetro la longitud total de las corrientes para cada cuadrado, colocando el valor obtenido en el centro de la figura geométrica. Teniendo lo anterior se realizó la interpolación de todos los valores obtenidos, eligiéndose como escala convencional la interpolación a cada 1000 metros. Finalmente, se obtuvieron isoclinas uniendo los puntos de igual valor para construir la Carta de la Densidad de la Disección del Relieve (Mapa No. 4).

El análisis de esta carta arroja resultados interesantes. En primer lugar, se observa marcadamente una alta disección en la subcuenca; en segundo lugar, se observa que es posible definir rangos de valores de disección para cada unidad litológica, por lo que se ha adoptado realizar la descripción de la densidad del avenamiento en función de la litología.

a) Paquete Volcánico de la Formación Comondú.

Esta unidad litológica presenta los valores más altos de densidad de la disección de toda la subcuenca ya que alcanza valores de 7 a 11 km/km², predominando los valores de 7 a 9



CERRO
MICHICNARES

GOLFO DE CALIFORNIA

SIERRA DE LA GIGANTA

VALLE SAN JUAN
LONDO

San Juan de
Londo

La Encosta

La Esperanza

Buenavista

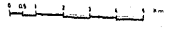
El Estero

El Salto

La Virgen

SIMBOLOGIA

- Isolinias Acotadas en Mm/Km²
- Divisoria Principal
- Arroyos Principales
- Carretera Federal
- Veredas
- Rancho



UNAM	FAC. DE INGENIERIA
	Mapa No. 4 CARTA DE LA TIERRA DE LA ESCUELA EN EL RINDE
	VILLANUEVA, CARLOS CARLOS
	2000, 1950, 1955

LORETO

km/km^2 . Se observa que el valor de la densidad aumenta progresivamente con respecto al aumento en la altitud topográfica que alcanza la Sierra de la Giganta. En el extremo este, los valores que alcanza este tipo de litología varían de 7 a 9, mientras que hacia el noreste, sobre el Cerro Mencionares, se observan valores de 6 a 8 en localidades donde esta unidad litológica no se encuentra cubierta totalmente por los basaltos plio-pleistocénicos. Los valores más altos (9 a 11) se concentran en el vértice sur de la subcuenca y al sureste del Rancho El Troquero.

b) Rocas Clásticas del Grupo Salada.

Este tipo de litología también presenta valores altos de densidad, sigue en magnitud de valor a la unidad anterior. Estas rocas muestran un rango de valores que varía de 6 a 9 km/km^2 . Al igual que en la anterior unidad, los valores aumentan progresivamente al aumentar la altura topográfica, lo que indica la existencia del control de la zonalidad geomorfológica. La excepción al rango de valores señalado se presenta en los afloramientos de esta litología que se localizan en el área delimitada por el Arroyo San Antonio, el Rancho El Troquero y el Rancho El Paraíso, donde los valores obtenidos comprenden un mínimo de 4 hasta un máximo de 8 km/km^2 ; las isocintas que pasan por esta zona se extienden un poco más al norte hasta la zona del Rancho el Cardonal e interrumpen la continuidad de las isocintas de menor valor que corresponden al aluvión del valle.

c) Plio-Pleistoceno Volcánico.

Esta litología que se encuentra expuesta casi exclusivamente en el Cerro Mencionares, presenta valores medios de densidad comprendidos entre 4 y 6 km/km^2 . Estos valores, a semejanza de las dos unidades anteriores, se observa que se incrementan con la altura topográfica.

d) Basamento Granítico.

Esta unidad, que se encuentra mejor expuesta en la zona de los ranchos El Sauce y La Fragua, también presenta valores que varían entre 4 y 6 km/km^2 . Sin embargo, y a diferencia de las unidades anteriores, esta litología presenta las isocintas de mayor valor hacia las partes de menor altitud topográfica y viceversa. Las isocintas que corresponden a este tipo de roca la enmarcan de manera característica.

e) Pleistoceno Clástico.

Esta unidad, constituida principalmente por conglomerados, alcanza valores de densidad comprendidos entre los 2 y los 4 km/km^2 , siendo posible diferenciar dos zonas. La primera se localiza en los afloramientos de la porción sur de la subcuenca en donde los valores son de 3 y 4 km/km^2 , se observa que hacia las zonas de contacto con las rocas de la Formación Comondú y del Grupo Salada esta unidad presenta valores de hasta 6 km/km^2 . La segunda zona se encuentra en los afloramientos expuestos al sureste del área, se caracteriza por la predominancia de valores de 2 a 3 km/km^2 y que llegan hasta un máximo de 4 en las proximidades del contacto con las rocas del Grupo Salada.

f) Aluvión

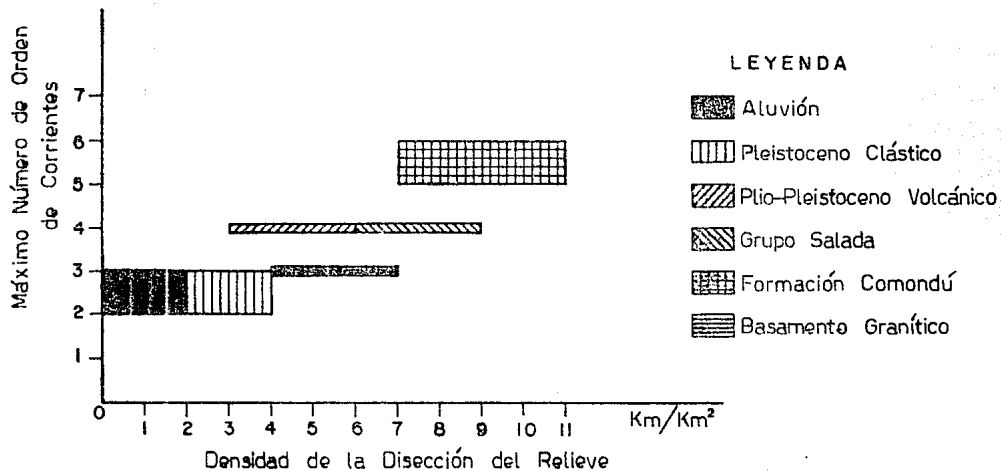
El aluvión presenta los valores más bajos de densidad de disección en toda la subcuenca, se encuentra definido por valores que varían de 0 hasta 3 km/km^2 . En términos generales, la isocinta de densidad 3 delimita la zona que corresponde a la planicie aluvial de las otras unidades litológicas. Los valores mínimos de 0 se ubican hacia la porción norte de esta unidad. En la desembocadura del valle al Golfo de California se observan valores máximos de 2 km/km^2 . Las isocintas con valores de 2 y 3 se ven interrumpidas en su continuidad en la zona del el Rancho El Cardonal por isocintas de mayor valor que se desarrollan en las rocas clásticas pliocénicas. En esta unidad la intensidad de la disección aumenta con el incremento de la altura topográfica.

De lo anteriormente expuesto se puede concluir que la densidad de la disección del relieve refleja claramente el carácter litológico del material subyacente en la subcuenca, se observa que la densidad de la disección difiere de lugar a lugar respondiendo al tipo de litología expuesta. Sin embargo, aunado al factor litológico se encuentra el grado de fracturamiento que presentan las rocas, principalmente aquéllas que constituyen las unidades volcánicas. Este fracturamiento no solo controla la densidad del avenamiento en las zonas que se ven afectadas por estas formas disyuntivas, sino que también controlan el tipo de avenamiento al facilitar la acción de las aguas superficiales sobre ellas y formar con esto surcos, barrancos y valles fluviales. La Gráfica VI.3.1. muestra la relación directa que se establece entre la densidad de la disección y el máximo número de orden de las corrientes para cada unidad litológica, se puede observar que a mayor densidad de disección le corresponde un número de orden más alto como resultado de la interacción de los diferentes factores geomorfológicos.

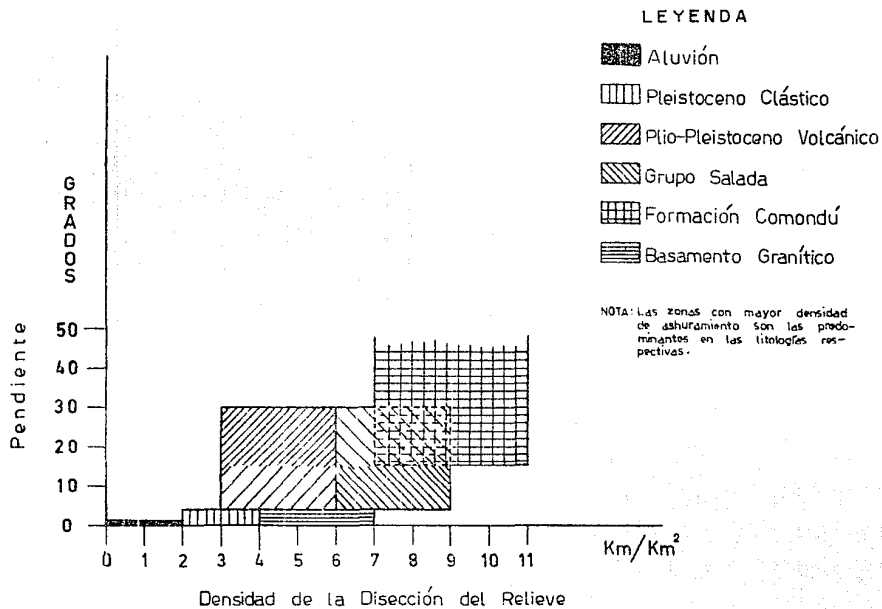
Otro factor que es posible apreciar es el grado de permeabilidad que exhiben las diferentes rocas expuestas en la subcuenca y cuyo efecto se registra en un aumento o disminución de la disección del avenamiento.

La edad tiene influencia en la densidad y tipo de avenamiento. Se puede observar que las rocas basálticas que afloran en el Cerro Mancenares exhiben una textura de avenamiento menos densa que los afloramientos de la Formación Comondú que son de edad más antigua y que, en algunas zonas, están cubiertas casi totalmente por las primeras. Puede interpretarse que esta parte de la subcuenca se ha producido en la evolución secuencial del relieve, esto es, que un factor endógeno acumulativo, el volcanismo generador de los basaltos, ha influido en la evolución del relieve condicionando cambios en el patrón de avenamiento, la pendiente, la densidad del drenaje y la litología, tal y como lo podemos corroborar al observar las características geomorfológicas y geológicas que muestra esta porción.

Gráfica VI.3.1. Relación Densidad de la Disección—Máximo Número de Orden de Corrientes.



Gráfica VI.3.2. Relación Densidad de la Disección—Pendiente.



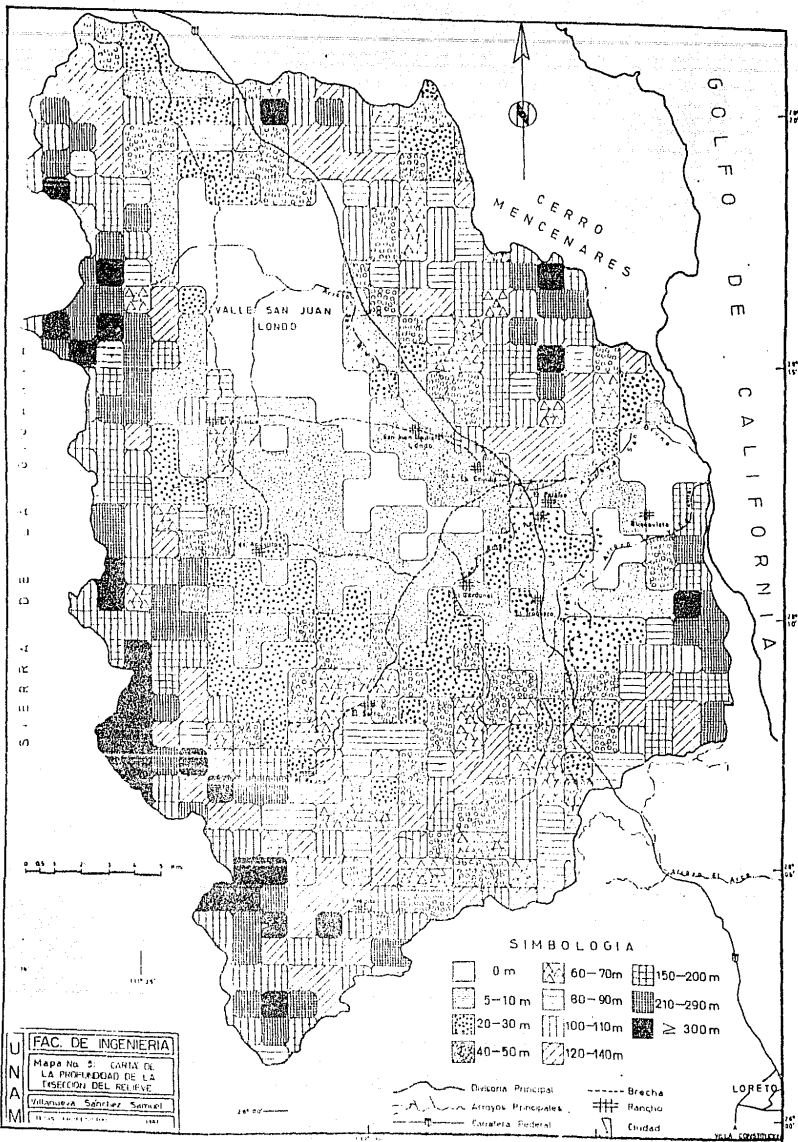
La pendiente del terreno y la resistencia de las rocas al intemperismo son factores de importancia en la modelación del relieve. En la zona de estudio la fuerte pendiente y el grado de fracturamiento que muestran las formaciones volcánicas ha favorecido el desarrollo de barrancos como se observan en las laderas de la Sierra de la Giganta y del Cerro Mencionares. La Gráfica VI.3.2. muestra claramente la estrecha relación que se establece entre la densidad de la disección y la pendiente, se detecta una zonalidad geomorfológica que en el mapa de pendientes también es posible reconocer y se puede definir que a mayor pendiente corresponde una mayor densidad de disección.

VI.3.7. Carta de la Profundidad de la Disección del Relieve.

Un complemento de la Carta de la Densidad de la Disección es la Carta de la Profundidad de la Disección del Relieve ya que, con el auxilio de esta carta, se puede obtener una mejor apreciación de la intensidad de la erosión al analizar la profundidad del corte producido por la actividad fluvial.

La construcción de esta carta se efectuó añadiendo a las corrientes ya trazadas, sus parteaguas o divisorias correspondientes; posteriormente, para cada cuadrado de 1 km² de superficie, utilizados en la elaboración de la carta anterior, se determinó la profundidad máxima de la disección midiendo, en metros, la distancia perpendicular máxima entre el cauce de una corriente y su divisoria correspondiente; la cantidad obtenida se colocó en el centro de cada figura geométrica; finalmente, se unieron las áreas cuyos valores quedaron comprendidos en una misma categoría o rango mediante una simbología convencional que facilita su interpretación (Mapa No. 5).

La Carta de la Profundidad de la Disección muestra que en la subcuenca de estudio, los valores de la profundidad definen una zonalidad geomorfológica ya que los valores más altos se encuentran hacia las cimas montañosas y gradualmente disminuyen hasta valores mínimos en la planicie.



GOLFO DE CALIFORNIA

CERRO MENCENARES

VALLE SAN JUAN LONDO

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

0 1 2 3 4 5 km

SIMBOLOGIA

□ 0 m	▨ 60-70m	▩ 150-200m
▤ 5-10 m	▧ 80-90m	▪ 210-290m
▦ 20-30 m	▨ 100-110m	■ ≥ 300m
▩ 40-50m	▧ 120-140m	

- División Principal
- Arroyos Principales
- Carretera Federal
- - - Brecha
- ## Rancho
- Ciudad

UNAM
 FAC. DE INGENIERIA
 Mapa No. 5. CARTA DE LA PROFUNDIDAD DE LA SECCION DEL RELIEVE
 Villanueva Sánchez Samalá
 1961

LORETO

a) Profundidades de Disección Mayores de 300 metros.

Esta categoría muestra un valor máximo de 440 metros de profundidad y representa el 4.5 a 5.5% de la superficie total. Se presenta en forma aislada principalmente en el flanco oriental y norte de la subcuenca, a lo largo de la Sierra de la Giganta. Su distribución se aprecia un poco más continua en las zonas occidental y sur del área. En general, las zonas que muestran estas profundidades se encuentran en las proximidades de la divisoria principal.

b) Profundidades de Disección de 210 a 290 metros.

Este rango se encuentra ligeramente mejor distribuido que la categoría anterior y representa el 6% del área total. Se observa en forma aislada en toda la periferia de la subcuenca y cerca de la divisoria principal, particularmente al occidente, sur y oriente.

c) Profundidades de Disección de 150 a 200 metros.

Estas profundidades se encuentran en mayor proporción que las anteriores categorías ya que representan aproximadamente el 9.0 al 9.5% de la superficie total. Su distribución, aunque también de forma aislada, es un poco más persistente y se ubican hacia las zonas montañosas. En algunos lugares se observan hasta 4 km² de distribución continua como es el caso de la zona oriental, al norte del Arroyo El Arce.

d) Profundidades de Disección de 120 a 140 metros.

Esta categoría representa aproximadamente el 10.5% de la superficie total y se localiza en zonas de menor altitud topográfica que los rangos anteriores. Aunque se distribuye de forma aislada, pueden apreciarse superficies continuas de hasta 8 km², tal es el caso del flanco sur del Cerro Mencionares y de la zona ubicada entre los ranchos El Sauce y La Fragua.

c) Profundidades de Disección de 100 a 110 y de 80 a 90 metros.

Estas categorías de profundidad corresponden al 5.5 y 6.5% respectivamente de la superficie total. Su distribución se da en forma aislada e indistinta tanto en lugares de fuerte pendiente ($> 14^\circ$) como en zonas de pendiente moderada ($4^\circ-14^\circ$), se ubican preferencialmente en la mitad sur de la subcuenca.

f) Profundidades de Disección de 60 a 70 metros.

Estas profundidades representan el 7.5% del área total y se distribuyen principalmente en la porción centro-sur, a la altura del Rancho El Salto. Es notoria su ubicación principalmente sobre las rocas del Grupo Salada y en el Cerro Mencionares.

g) Profundidades de Disección de 40 a 50 y de 20 a 30 metros.

Estas categorías se encuentran distribuidas en forma más continua y amplia, alcanzan el 9.5 y 11.5% respectivamente del total de la superficie de estudio. Se distribuyen principalmente en la porción sur pero, sobre todo, en una amplia franja situada entre los paralelos $26^\circ 08' 00''$ y los $26^\circ 11' 00''$ de Latitud Norte, donde afloran los conglomerados pleistocénicos y el Grupo Salada. En el noreste, estos rangos los encontramos bordeando las partes más bajas del Cerro Mencionares.

h) Profundidades de Disección de 10 a 20 y 0 metros.

Estas categorías son las que muestran una mayor continuidad y representan el 17 y 11% respectivamente del área total de la subcuenca. Se distribuyen hacia las partes más bajas de la subcuenca por lo que se les localiza, casi totalmente, en la mitad norte, entre los paralelos $26^\circ 10' 00''$ y los $26^\circ 18' 00''$ de Latitud Norte. Las profundidades de 10 a 20 metros se localizan principalmente hacia la periferia de la planicie aluvial, rodeando las zonas que prácticamente no muestran corte por erosión; también se reconocen, aunque en forma mínima, en los afloramientos del

Grupo Salada y de los conglomerados pleistocénicos. La categoría de profundidades de 0 metros se concentra en dos zonas principalmente; la primera de ellas, de mayor superficie, se localiza en la porción centro-norte de la planicie aluvial; la segunda zona, de mucho menor extensión, se ubica hacia la zona del Rancho Buenavista, en la desembocadura del valle al Golfo de California.

El análisis de la Carta de la Profundidad de la Disección del Relieve nos muestra que en el área de estudio la litología, la edad, la pendiente, el grado de fracturamiento y la zonalidad geomorfológica, influyen en la profundidad del corte producido por la erosión.

De esta forma, se observa que los valores de profundidad más altos se encuentran sobre terrenos subyacentes por rocas volcánicas las cuales, según datos de campo, se encuentran fracturados en diverso grado, lo que implica que estos valores están directamente influenciados por el fracturamiento así como por el ángulo de inclinación que muestran tales rocas.

Las rocas más jóvenes presentan menor intensidad de corte por efectos de la erosión; por ejemplo, los basaltos plio-pleistocénicos muestran generalmente profundidades menores comparadas con las desarrolladas en el paquete volcánico de la Formación Comondú.

El factor permeabilidad introduce otra variable en la profundidad de corte. Sobre rocas clásticas, esto se puede observar si comparamos la diferencia de valores que existe entre los conglomerados pleistocénicos y las rocas del Grupo Salada; el hecho de que las segundas sean semipermeables y los conglomerados permeables, se ve reflejado en el sentido de que los afloramientos del Grupo Salada posean un mayor grado de corte por erosión, como consecuencia del mayor escurrimiento generado sobre ellos.

De las características de la Carta de la Profundidad del Relieve, se puede deducir que en la acción erosiva de las corrientes, las cuales vienen a producir cortes en el relieve, se

conjugan de manera estrecha los diferentes factores geomorfológicos, cada uno de ellos se presenta con diverso grado de intensidad, lo que hace más compleja esta interrelación.

VI.4. UNIDADES GEOMORFOLOGICAS

Con base en el análisis de la información geológica y de los parámetros morfográficos y morfométricos obtenidos en el desarrollo de este trabajo, se definieron diferentes unidades geomorfológicas las cuales quedan integradas en dos grandes grupos genéticos de relieve y son las siguientes:

1) Relieve Debido a Factores Endógenos Modelado por la Erosión.

- 1.a) Lomeríos Sedimentarios Pleistocénicos con Modelado Erosivo Débil.
- 1.b) Elevaciones Montañosas Volcánicas Plió-Pleistocénicas con Modelado Erosivo Moderado.
- 1.c) Lomeríos Sedimentarios Plegados Post-Pliocénicos con Fuerte Modelado Erosivo.
- 1.d) Cordenas Montañosas Volcánicas Mio-Pliocénicas con Fuerte Modelado Erosivo.
- 1.e) Cerros Plutónicos Mesozoicos con Modelado Erosivo Moderado.

2) Relieve Debido a Factores Exógenos.

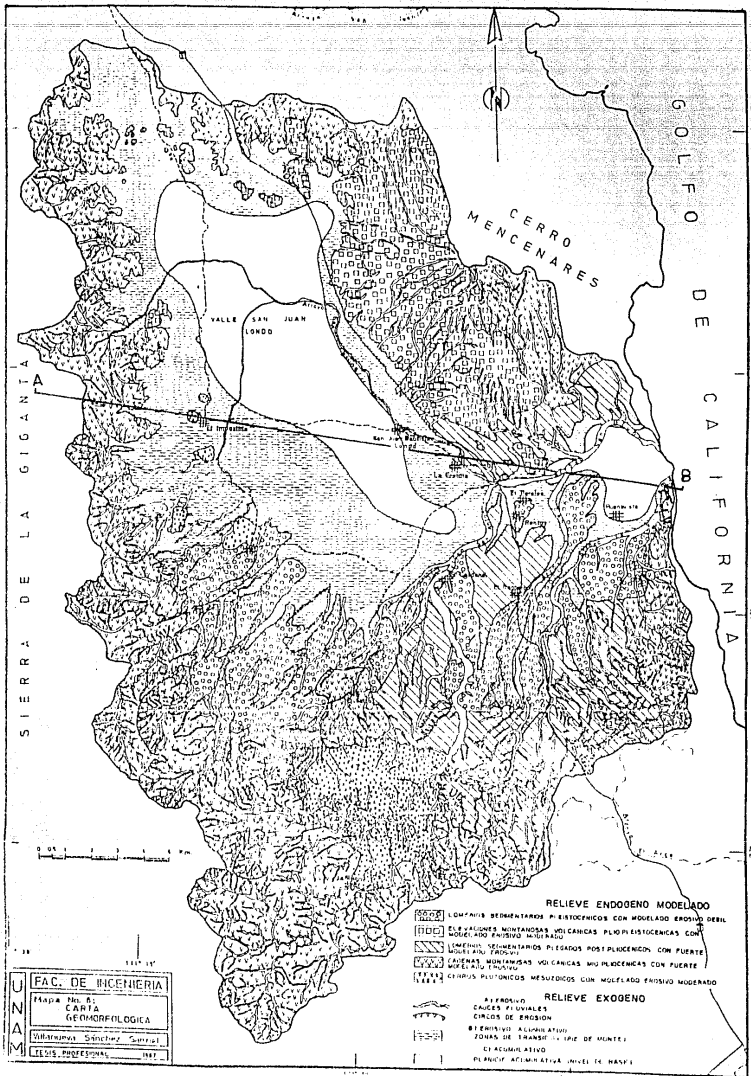
- 2.a) Erosivo: Cauces Fluviales.
- 2.b) Erosivo-Acumulativo: Zonas de Transición (Pie de Monte).
- 2.c) Acumulativo: Planicie Aluvial del Cuaternario.

La distribución de estas unidades en la zona de estudio, puede observarse en la Carta Geomorfológica (Mapa 6). Así también, el Perfil Geológico-Geomorfológico (Figura VI.4.1.) muestra la estrecha relación que guardan dichas unidades, y sus parámetros morfológicos, con la geología de la zona.

A continuación, se describe cada una de las citadas unidades haciendo énfasis en sus características y comportamiento geohidrológico, lo cual se resume en la Tabla VI.4.1..

VI.4.1. Relieve Debido a Factores Endógenos Modelado por la Erosión.

Las unidades que quedan incluidas en este grupo, son formas originadas por la acción de las fuerzas internas del planeta que han sufrido el ataque de las fuerzas exógenas, alterando de esta manera su forma original. Dentro de este grupo se han definido 3 categorías de modelado. La primera de ellas es el modelado erosivo fuerte, se refiere a formas altamente erosionadas principalmente por la acción de las aguas meteóricas concentradas en infinidad de surcos, regueros y barrancos que imponen al relieve una forma muy accidentada, con pendientes muy elevadas, valores altos de densidad y profundidad de la disección. El modelado erosivo moderado representa la segunda categoría, hace referencia a aquellas formas donde los barrancos se presentan con mayor espaciamiento y el relieve es un poco menos accidentado que la categoría anterior; se observa que los barrancos principales, además de encontrarse más espaciados, son de gran extensión longitudinal y menos profundos; la red de avenamiento es un poco menos conspicua y las pendientes son de moderadas a altas. La tercera categoría la representa el modelado erosivo débil, se caracteriza por un mayor espaciamiento de los barrancos, el relieve es más uniforme, esto es, con menos accidentes topográficos y la red de avenamiento es gruesa.

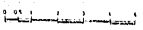


SIERRA DE LA GIGANTA

CERRO MENEÑARES

VALLE SAN JUAN LONDO

GOLFO DE CALIFORNIA



RELIEVE ENDOGENO MODELADO

- LOMAS SEDIMENTARIAS PRE-TERTIARIAS CON MODELADO EROSIVO DEBIL
- CERRACIONES MONTANAS VOLCANICAS PLEISTOCENICAS CON MODELADO EROSIVO MODERADO
- LOMAS SEDIMENTARIAS PLEGADAS POST-PLUVCENICAS CON FUERTE MODELADO EROSIVO
- CERRIONES MONTANAS VOLCANICAS MU PLUVCENICAS CON FUERTE MODELADO EROSIVO
- CERROS PLUTONICOS MESOZOICOS CON MODELADO EROSIVO MODERADO

RELIEVE EXOGENO

- APEDRADO
- CAÑONES FLUVIALES
- CERCOS DE EROSION
- BIENINFORMADO ACUMULATIVO
- ZONAS DE TRANSICION (LIZO DE MONTAÑA)
- CI ACUMULATIVO
- PUERTEO ACUMULATIVO (NIVEL DE MAR)

UNAM

FAC. DE INGENIERIA

Foja No. 8

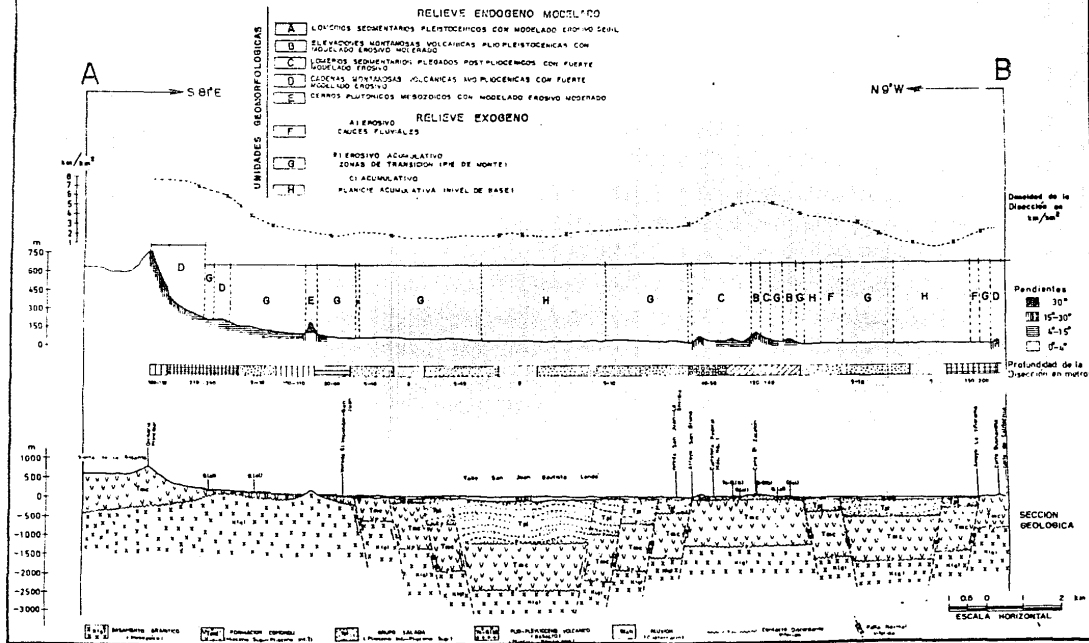
CARTA

GEOMORFOLOGICA

Villanueva Sutil, Sinaloa

LEON PROFESIONAL: 1987

Figura VI.4.L PERFIL GEOLOGICO GEOMORFOLOGICO



PAU

a) Lomerios Sedimentarios Pleistocénicos con Modelado Erosivo Débil.

Este relieve se localiza hacia la porción mitad sur de la subcuenca, lo constituyen principalmente conglomerados que se encuentran débilmente disectados por cauces largos los cuales difícilmente alcanzan un orden de corrientes mayor a 2. Estas corrientes forman un tipo de drenaje paralelo con una densidad de disección relativamente bajas que varía de 2 a 4 km/km^2 . La pendiente que desarrolla este tipo de relieve es menor a 4 grados, lo que se refleja en una topografía suave. La profundidad de corte de las corrientes varía de 10 a 60 metros; estos valores presentan influencia de las corrientes que bajan de las partes altas, sobre todo de la Sierra de la Giganta, que actúan sobre los conglomerados inconsolidados ahondando y ensanchando el cauce por donde escurren hacia la planicie aluvial.

Su geología y las características de sus parámetros morfográficos y morfométricos, implican que esta unidad geomorfológica presenta una buena permeabilidad y un comportamiento potencial como unidad transmisora de agua.

b) Elevaciones Montañosas Volcánicas Plio-Pleistocénicas con Modelado Erosivo Moderado.

Esta unidad la representan derrames y brechas basálticas que afloran principalmente en el Cerro Mencionares. Presenta pendientes que varían desde 4 hasta 30 grados, siendo más prominentes los valores de 15 a 30 grados; la red de avenamiento es de tipo radial, está constituida por cañadas o barrancos principales distribuidos espaciadamente a los que se unen corrientes menores; la disección horizontal alcanza valores de 4 a 6 km/km^2 ; el máximo orden de corrientes varía de 2 a 4; la profundidad de la disección muestra valores que van desde los 40 hasta los 170 metros, los valores más altos se observan sobre los cortes producidos por los cauces que dan formación a barrancos o cañadas de gran extensión longitudinal.

En el Cerro Menceñares, esta unidad presenta un importante fracturamiento que permite la infiltración del agua producto de las lluvias; el agua infiltrada puede llegar hasta el paquete volcánico de la Formación Comondú, que también presenta fracturamiento, y continuar su infiltración hasta llegar a zonas impermeables como puede ser el paquete clástico de dicha formación constituido por areniscas y conglomerados bien consolidados, o bien, en donde termina el fracturamiento vertical de la unidad superior, para aflorar en forma de manantiales los cuales se observan al pie del mencionado Cerro Menceñares.

Todas las características mencionadas implican que esta unidad puede funcionar como zona de transmisión de agua. Sin embargo, su influencia se restringe únicamente al área del Cerro Menceñares donde se encuentra mejor expuesta.

c) Lomeríos Sedimentarios Plegados Post-Pliocénicos con Fuerte Modelado Erosivo.

Las zonas características de esta unidad se localizan exclusivamente en la mitad sur de la subcuenca, sobre todo hacia la porción sureste y este. La representan rocas clásticas semiconsolidadas del Grupo Salada que, en general, son conglomerados y areniscas. Esta unidad desarrolla un tipo de drenaje asimétrico; se encuentra afectada por los procesos exógenos que le han impartido una disección horizontal de moderada a alta, alcanzando valores que varían desde 5 hasta 9 km/km², con un orden máximo de corrientes de 3 a 4. Su pendiente muestra valores de 4 a 15 grados, aunque esporádicamente se observan pendientes menores y mayores a este rango en algunas laderas en donde existen barrancos formados por corrientes secundarias como los arroyos San Antonio, El León y la Viñerama.

Los barrancos producidos por las corrientes alcanzan profundidades variables, observándose que los más profundos (100 a 140 metros) se localizan hacia la porción sur del Cerro Menceñares y en las proximidades donde este relieve define la divisoria principal; los valores menos profundos (10 a 20 metros) se ubican

hacia las zonas topográficamente bajas, sobre todo en el área comprendida entre los ranchos El Troquero, El Cardonal y El Paraíso; entre estos valores extremos de profundidad de la disección se encuentran valores intermedios (30 a 90 metros), los cuales se encuentran distribuidos en áreas ubicadas entre las que presentan valores máximos y las de valores mínimos, corroborando una zonalidad influenciada directamente por el factor topográfico.

Todas las características antes mencionadas nos inclinan a considerar que el relieve de esta unidad ha sido moderadamente disectado por los procesos exógenos. El hecho que este relieve presente una densidad de disección relativamente alta, puede ser explicado por factores adicionales representados por el plegamiento de las rocas que lo constituyen, por su naturaleza litológica y por el emplazamiento de material basáltico.

Debido a sus características geológicas, geohidrológicas y geomorfológicas, esta unidad presenta una regular a buena permeabilidad y se comporta como una zona de transmisión de agua, pudiendo actuar en el subsuelo del valle como acuífero, lo que no es muy evidente debido al desconocimiento de la geometría y composición litológica del sistema acuífero a profundidad.

d) Cadenas Montañosas Volcánicas Mio-Pliocénicas con Fuerte Modelado Erosivo.

Esta unidad, que se encuentra distribuida sobre la Sierra de la Giganta, la constituye el paquete volcánico de la Formación Comondú por lo que su área de exposición es amplia y define gran parte de la divisoria principal de la zona de estudio. Presenta una red de avenamiento de tipo dendrítico, sumamente conspicua, con órdenes de corriente máximos de 4 y 6. La pendiente es muy fuerte ya que comprende valores de 15 a 30 grados y aún mayores a 30 grados. La densidad de la disección es alta ya que alcanza valores que varían desde 7 hasta 11 km/km². La profundidad de la disección también es elevada, en ocasiones llega a valores mayores a los 300 metros de profundidad, sobre todo hacia la margen occidental de la subcuenca.

Todos los parámetros arriba señalados definen el relieve de esta unidad, el cual se presenta muy accidentado. Es evidente que la acción erosiva ha modelado profundamente este relieve que actualmente, en algunas localidades de la margen occidental del área de estudio, presenta procesos de erosión remontante cuya expresión física son los circos de erosión observados. Para el intenso modelado, el amplio fracturamiento, que afecta a las rocas de esta unidad, ha jugado un papel decisivo ya que el intemperismo ha actuado, y sigue actuando, de manera más activa sobre las juntas, fracturas y fallas.

Dado que en esta región las lluvias son, por lo general, de alta intensidad, corta duración, de extensión muy local y producidas por tormentas convectivas o chaparrones violentos sobre las montañas, bajo condiciones normales se produciría una escorrentía superficial rápida sobre el relieve de esta unidad, desplazándose sólo una distancia corta antes de ser absorbida la mayor parte, o bien evaporada, al llegar a terrenos planos donde predomina el material aluvial; sin embargo, el hecho de que el paquete volcánico presente un alto grado de fracturamiento propicia que el agua proveniente de la lluvia se infiltre rápidamente a través de las grietas, dejando una cantidad menor para el escurrimiento que, aunque inhibido, debe presentar cierta importancia por la velocidad que desarrollan los torrentes como consecuencia de la elevada pendiente mostrada por el relieve.

Una prueba de la capacidad de infiltración que desarrolla esta unidad es la existencia de manantiales que se distribuyen al pie y a lo largo de la Sierra de la Giganta, presumiblemente aflorando en el contacto entre los paquetes volcánico y clástico de la Formación Comondú (Ortega, 1987, Comunicación Personal), o bien donde la topografía es cortada por la superficie piezométrica; estos manantiales no desarrollan un cauce notorio debido a que se infiltran casi inmediatamente en la zona de pie de monte, sobre todo en tiempos de estiaje donde el caudal aflorante es menor.

Los parámetros geomorfológicos, aunados a las características geológicas y geohidrológicas, muestran que el fracturamiento en esta unidad reviste importancia ya que induce una regular a buena permeabilidad. De esta forma, esta unidad se comporta potencialmente como transmisora de agua tanto subterránea como superficialmente dado que, cuando las lluvias llegan a ser importantes, una buena parte del escurrimiento generado en su superficie debe llegar a infiltrarse en la zona de pie de monte y, en menor proporción, en la planicie acumulativa, o bien el agua que se infiltra a través de las fracturas debe llegar a alimentar el acuífero a profundidad.

Si consideramos que los diferentes parámetros morfológicos, geológicos y geohidrológicos son constantes en toda la unidad, sin importar su localización dentro de la subcuenca, puede inferirse que es en la porción suroeste del área de estudio la zona donde los procesos de infiltración y escurrimiento son más intensos, debido a que es en ese lugar donde la unidad se encuentra con mayor área de distribución.

e) Cerros Plutónicos Mesozoicos con Modelado Erosivo Moderado.

El relieve que desarrolla esta unidad constituida por rocas intrusivas no se observa muy accidentado y su pendiente es menor de 4 grados. Presenta un tipo de avenamiento radial con un orden de corrientes máximo de 3, una densidad de disección que varía de 4 a 7 km/km² y una profundidad de disección con valores promedio de 60 a 80 metros.

Las características geohidrológicas, geológicas y geomorfológicas definen a esta unidad como impermeable o poco transmisora de agua.

VI.4.2. Relieve Debido a Factores Exógenos.

Comprende las formas originadas por la acción de las fuerzas superficiales del planeta. Dentro de este grupo se han incluido 3 tipos de unidades geomorfológicas. La primera de ellas hace referencia a aquellas zonas donde la característica principal es la acción denudatoria (erosiva) de las corrientes, las representan los barrancos con mayor o menor desarrollo. La segunda unidad hace referencia a las zonas de transición entre las formas montañosas, de origen netamente endógeno, y la planicie de nivel de base; en estas zonas los factores erosivos y acumulativos se encuentran interactuando. La planicie de nivel de base representa la tercera unidad incluida en este grupo, se refiere a las localidades donde la inclinación del terreno es prácticamente horizontal y se concentra la acumulación de sedimentos.

a) Formas Erosivas (Cauces Fluviales).

Estas formas básicamente se restringen a los cauces o barrancos que se desarrollan en toda la cuenca, sobre todo hacia las partes montañosas y, en menor proporción, hacia las áreas de poca inclinación. Los efectos erosivos de las corrientes son de tipo predominantemente lineal e imparten al relieve cierta característica de modelado. Debido a que la precipitación en esta región es escasa, la acción erosiva de las corrientes aparentemente no es muy significativa; sin embargo, el hecho de que estas últimas sean torrenciales, permiten, aún con detrimento de la cantidad de escurrimiento por efecto de la infiltración y evaporación sobre las parte elevadas, una gran capacidad de carga y fuerza de los escurrimientos que les permiten transportar los sedimentos preparados por el intemperismo que se ve favorecido por el carácter desprovisto de vegetación del terreno, así como por la fuerte pendiente que muestra la Sierra de la Giganta. Así también, como lo menciona Derruau (1981), no se debe olvidar que los actuales desiertos han conocido periodos más húmedos que la época actual, es decir, los periodos llamados pluviales, y que el clima actual sólo impera en Europa Occidental y en América del Norte desde un periodo de tiempo geológico muy corto -cerca de 10,000

**ESTA TESIS - NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

años y aún con fluctuaciones-, durante el cual las formas no han podido remodelarse completamente. De esta manera, las formas ahora expuestas en la subcuenca son producto de la interacción de factores exógenos y endógenos que han actuado según el tiempo con mayor o menor grado de intensidad, contándose entre los primeros la erosión fluvial que en esta zona es un factor importante.

b) Formas Originadas por Procesos Erosivos-Acumulativos:
Zona de Transición (Pie de Monte).

Se distribuyen básicamente al pie de las zonas montañosas, sobre todo hacia las estribaciones de la Sierra de la Giganta, formando una zona de transición entre éstas y la planicie acumulativa de nivel de base de la subcuenca. Esta zona está compuesta por materiales deluviales, eluviales y coluviales principalmente, con una pendiente que varía desde mayor de 0 hasta 4 grados. Presenta un tipo de drenaje paralelo y un orden de corrientes máximo de 2. La profundidad de disección de las corrientes muestra valores bajos ya que varían de 10 a 20 metros, aunque esporádicamente se observan profundidades de 40 hasta 80 metros ubicándose sobre todo hacia la porción suroeste de la subcuenca. La densidad de la disección de esta unidad comprende valores que van desde 1 hasta 5 km/km^2 , observándose que las isolíneas de tales valores se encuentran con poco espaciamiento, lo que implica que este amplio rango de densidad es el efecto de la transición que existe entre la planicie (que muestra escasa disección) y la parte montañosa (que muestra valores altos de disección).

Esta forma de relieve presenta la característica de ser áreas de lavado que esparcen el agua producto de las precipitaciones; por consecuencia, transportan y depositan materiales sobre su superficie, los cuales llegan también hasta la planicie. El hecho de que la depositación de la carga que llevan las corrientes se realice en un determinado lugar de la zona de transición o de la planicie, está en razón del tamaño de los detritos rocosos, de la velocidad y cantidad del agua que avanza en forma turbulenta después de una tormenta o chaparrón violento. Una explicación del

mecanismo fluvial que se lleva a efecto en este tipo de relieve lo expone Blomm (1973), al mencionar que "... Cuando una inundación repentina emerge de un cañón en las laderas montañosas inferiores, se dispersa lateralmente y adelgaza a una crecida en manto. El sedimento suelto es arrastrado rápidamente por la inundación, e incluso si no estaba cargado totalmente a medida que se precipitaba por el cañón, el agua en la pendiente inferior es cargada rápidamente a su plena capacidad. La infiltración, la evaporación y la dispersión reducen el caudal cuesta abajo y cargan aún más el agua corriente con fango y detritos rocosos."

Así, esta zona presenta buena permeabilidad y funciona como una unidad transmisora de agua debido a que una buena parte del escurrimiento que se genera en las áreas montañosas llega a infiltrarse en ella, alimentando al acuífero.

c) Planicie Acumulativa de Nivel de Base.

Esta unidad se localiza básicamente hacia el centro de la subcuenca en donde el terreno es casi horizontal. Presenta un tipo de drenaje paralelo con un orden de corrientes máximo de 2. La densidad de la disección alcanza valores desde 0 hasta 2 km/km^2 y la profundidad de la disección es prácticamente nula.

Representa el nivel de base de la subcuenca y es producto principalmente de la acumulación de sedimentos en 2 fosas tectónicas principales. Tales sedimentos han sido acarreados de las zonas montañosas por los agentes erosivos (agua y viento principalmente) al tender al equilibrio o peneplanización del relieve.

Por lo expuesto, puede decirse que las características geomorfológicas y geológicas de esta unidad implican que funciona potencialmente como una zona transmisora de agua; sin embargo, se ve severamente restringida debido a la escasez de las precipitaciones el alto déficit de humedad del suelo.

TABLA VI.4). CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS EN LA SUBCUENCA DEL ARROYO SAN BRUNO

UNIDAD GEOMORFOLÓGICA	FORMACIÓN O UNIDAD LITOLOGICA	LITOLOGIA	Área de Exposición (km ²)	Tipos de Avance	Máximo Orden de Corrientes	Relación de Bifurcación	Principales Factores Condicionales de Aumento	Pendiente (Promedio en grados)	Densidad de la Dirección (1 km km)	Profundidad de la Discreción (m)	Vegetación (Matorral)	Características Geohidrológicas	Comportamiento Geohidrológico
Planicie Acumulativa de Nivel de Base	Depósitos Recientes	Materiales Aluviales	70	Paralelo	1-2	4.45	Litología	<1	0-2	<10	Craicocaul	Buena permeabilidad primaria intergranular.	Zona de transmisión de agua debido a su posición topográfica.
Zona de Transición	Depósitos Recientes	Materiales Aluviales	138	Paralelo	1-2	4.45	Litología	0-4	0-2	10-20	Craicocaul y Sarcocaul	Buena permeabilidad primaria intergranular.	Zona de transmisión de agua debido a su posición topográfica. Zona importante de recarga.
Lomerías Sedimentarias Pleistocénicas con Modelado Erosivo Débil	Pleistoceno Clástico	Conglomerados	71	Paralelo	2-3	5.62	Litología	0-4	3-6	10-60	Craicocaul y Sarcocaul	Buena permeabilidad primaria intergranular.	Zona de transmisión de agua debido a su posición topográfica.
Elevaciones Montañosas Volcánicas Mio-Pleistocénicas con Modelado Erosivo Moderado	Mio-Pleistoceno Volcánico	Basaltos y Brechas Basálticas	54	Radial	3-4	4.50	Fracturamiento Litología	15-30 4-14	3-6	40-170	Sarcocaul y Sarcocraicocaul	De regular a buena permeabilidad secundaria por fracturamiento.	Zona de transmisión de agua.
Lomerías Sedimentarias Plegadas Post-Pleistocénicas con Fuerte Modelado Erosivo	Grupo Salaca	Areniscas, Conglomerados, Lutitas	67	Asimétrico	4	4.40	Plegamiento Litología	4-14 16-30	6-9	10-140	Sarcocaul y Sarcocraicocaul	Regular permeabilidad primaria intergranular y, en algunos áreas, por disolución.	Zona de transmisión de agua debido a su posición topográfica. Favorable como acuífero en el subsuelo del valle.
Cadenas Montañosas Volcánicas Mio-Pleistocénicas con Fuerte Modelado Erosivo	Formación Comandú (Paquete Volcánico)	Principalmente Tabas y Brechas Volcánicas	190	Desdiferenciado con grandes laceraciones de avance radial y axial	3-6	3.92	Fracturamiento Litología	15-30 y >30	7-11	> 300	Sarcocaul	Regular a buena permeabilidad secundaria por fracturamiento.	Zona de transmisión de agua debido a su posición topográfica. Zona de recarga.
Cerros Plutónicos Masivos con Modelado Erosivo Moderado	Basamento Granítico	Granito y Granodiorito	28	Radial	3	5.78	Litología	0-4	4-7	60-80	Sarcocraicocaul	Baja permeabilidad.	Zona pobre de transmisión de agua. Funciona como células impermeables.

VI.5. MODELO CONCEPTUAL DEL SISTEMA ACUIFERO

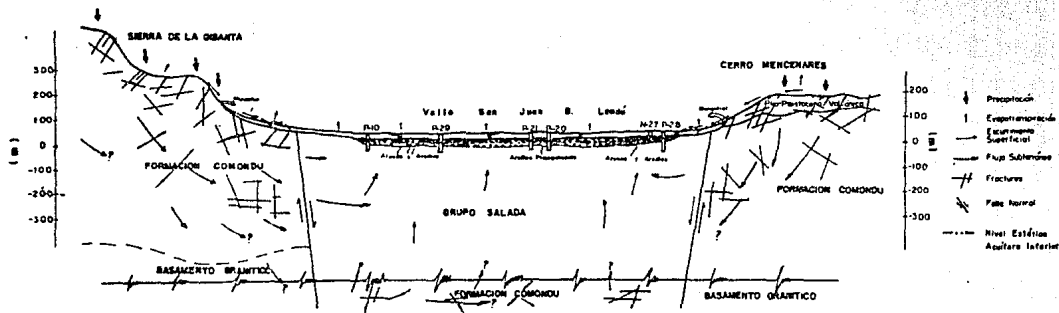
Con base en el análisis geohidrológico, geológico y geomorfológico puede definirse que el sistema acuífero de la subcuenca del Arroyo San Bruno está compuesto por un acuífero superficial en material granular, de espesor variable (con espesor máximo no mayor a 50 metros), que sobreyace a un paquete arcilloso no continuo; en la zona central del área ocupada por la planicie y la zona de transición, localmente este paquete confina y semiconfina a un segundo acuífero conformado principalmente por areniscas y conglomerados semiconsolidados cuyo espesor es desconocido; este segundo acuífero es el que comúnmente se explota y presenta un abatimiento medio anual de alrededor de 2.5 metros.

De acuerdo a la piezometría y al análisis geomorfológico, la recarga del sistema acuífero se realiza principalmente a través de las fracturas de las unidades volcánicas que deben tener continuidad a profundidad y, también, a través del escurrimiento que se genera en la zona montañosa y que llega a infiltrarse en la zona de pie de monte. El análisis geomorfológico muestra que los procesos de escurrimiento e infiltración son más importantes en la porción sur de la subcuenca.

La Figura VI.5.1. muestra el modelo conceptual del sistema acuífero estudiado. Cabe mencionar que la información del subsuelo no alcanza profundidades mayores a los 100 metros y, además, es escasa, por lo que en estudios posteriores deberá ponerse especial cuidado en estos aspectos.

Aunque se considera significativo el fracturamiento de las rocas volcánicas en la recarga, no es posible reconocer su real importancia debido a la complejidad de los procesos de escurrimiento e infiltración y a la escasa información de campo disponible. Sin embargo, esta importancia podría reconocerse si al sobreexplotar relativamente el acuífero inferior, no se presentan abatimientos significativos o del orden de los esperados si no existiese aportación importante desde las montañas. Ahora bien, de comprobarse esto último cabría esperar que el flujo del agua en la zona de estudio pertenezca a un flujo de carácter regional.

Figura VI.5.1. Sección Esquemática del Modelo Conceptual del Sistema Acuífero en la Subcuenca del Arroyo San Bruno.



CAPITULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VII.1. CONCLUSIONES

La subcuenca del Arroyo San Bruno se encuentra ubicada en una zona desértica en donde las precipitaciones son escasas y violentas, concentrándose éstas hacia las partes topográficamente más elevadas. Es por ello que la red hidrográfica está constituida en su totalidad por arroyos de tipo intermitente.

La columna geológica del área está representada por un basamento granítico Mesozoico que subyace discordantemente a la Formación Comodú del Mioceno Superior-Plioceno Inferior compuesta esencialmente por 2 paquetes: uno clástico y otro volcánico. Sobre esta formación descansan discordantemente areniscas, conglomerados y sedimentos calcáreos pertenecientes al Grupo Salada del Plioceno que incluye a las formaciones San Marcos, Carmen y Marquer. La secuencia anterior se encuentra afectada por emisiones basálticas del Plio-Pleistoceno. Conglomerados poco consolidados del Pleistoceno sobreyacen, en forma discordante, principalmente al Grupo Salada y son producto de la erosión de las anteriores unidades. Depósitos aluviales recientes se encuentran en las partes topográficamente menos elevadas.

De acuerdo a sus estructuras, la zona se encuentra afectada principalmente por fracturas y fallas, éstas últimas de orientación preferencial NW-SE, así como por un pliegue anticlinal simétrico desarrollado por las rocas del Grupo Salada.

De acuerdo a la información gravimétrica, el Valle de San Juan B. Londó y la zona del Rancho Buenavista son la expresión superficial de dos fosas tectónicas principales originadas por fallas normales.

Geohidrológicamente, el Pleistoceno Clástico y los Depósitos Recientes presentan buena permeabilidad. El Grupo Salada presenta regular a buena permeabilidad. El paquete volcánico de la Formación Comondú y los basaltos del Plio-Pleistoceno muestran un importante desarrollo de permeabilidad secundaria como resultado del fracturamiento que afectan a estas rocas. Por su parte, tanto el basamento granítico como el paquete clástico de la Formación Comondú presentan baja permeabilidad comparados con las unidades litológicas anteriores.

La profundidad del nivel freático en los pozos varía entre 20 y 50 metros, distribuyéndose espacialmente de oeste a este respectivamente; mientras que en el caso de las norias el nivel varía entre 3 y 15 metros, sin ninguna distribución espacial aparente. Así también, las configuraciones de las isoplezas para los periodos de febrero-marzo y octubre de 1985 muestran que hacia el extremo noreste del Valle de San Juan B. Londó se ha originado una depresión piezométrica, lo que ha ocasionado la existencia de un flujo convergente hacia esa zona. La interpretación de las pruebas de bombeo indica que el acuífero que explota los pozos, presenta cierto confinamiento en la parte central del Valle de San Juan B. Londó y en la zona del Rancho Buenavista que pasa, transicionalmente, a un acuífero libre hacia las estribaciones de la zona montañosa. Sobre este acuífero se ha detectado un paquete arcilloso de espesor y continuidad variables que representa el límite inferior de un acuífero libre.

El análisis hidrogeoquímico muestra que la familia de agua predominante es la Clorurada-Sódica. La concentración de los sólidos totales disueltos y bicarbonatos se incrementan esencialmente de occidente a oriente, en la porción norte del Valle de San Juan B. Londó, siguiendo la dirección del flujo, lo que implica que la recarga proviene de las zonas montañosas. Las concentraciones de los iones cloruro y sulfato también se incrementan de oeste a este, pero sin seguir esencialmente la dirección de flujo; se considera que las configuraciones de estos iones reflejan la influencia de lentes evaporíticos asociados al Grupo Salada por donde circula el agua.

El análisis geomorfológico del área con base en los parámetros morfográficos y morfométricos permite definir 8 diferentes unidades geomorfológicas; estas unidades corresponden con las unidades litológicas expuestas en la zona y presentan una compleja interrelación de los diversos factores geomorfológicos como son: litología, clima, edad, fracturamiento y zonalidad geomorfológica, entre otros. De estos factores, la litología y el fracturamiento que afecta a las unidades volcánicas son los más importantes debido a que ejercen un control decisivo en las características del avenamiento y, por lo tanto, en la eficiencia de éste.

Este análisis geomorfológico corrobora que el relieve expuesto en la subcuenca en su mayor parte presenta características relativamente adecuadas como zonas potenciales de recarga. Sin embargo, dadas las condiciones de mayor precipitación hacia las zonas topográficamente más elevadas y al factor fracturamiento, que induce una permeabilidad secundaria, se considera que el paquete volcánico de la Formación Comondú, el cual constituye prácticamente la totalidad de la zona montañosa, es la unidad geohidrológica más importante de la subcuenca. Es por medio de este relieve por el que se realiza gran parte de la recarga del sistema acuifero y, por lo tanto, este proceso debe de ser más importante en la porción sur de la subcuenca, donde este paquete se encuentra mayormente expuesto.

Las partes superiores de la zona de transición son áreas importantes de recarga dado que es en donde se infiltran las aguas provenientes de los manantiales que afloran al pie de la sierra y gran parte del escurrimiento generado en las partes altas.

Se considera que sobre la planicie acumulativa el fenómeno de recarga es prácticamente nulo debido a la gran escasez de lluvia y al elevado déficit de humedad del suelo.

En este estudio la Geomorfología aporta escasa información sobre el comportamiento del agua en el subsuelo debido a que los parámetros geomorfológicos son representativos de las condiciones superficiales del relieve y no siempre estos parámetros utilizarse

para inferir las condiciones del mismo en el subsuelo.

Las conclusiones anteriores muestran que la Geomorfología es una herramienta útil en un estudio geohidrológico, sobre todo en climas desérticos y semidesérticos donde dicho estudio, para una cuenca determinada, se torna complejo debido a las características poco constantes que muestran la intensidad, duración y distribución de las lluvias y, también, a la carencia de un número importante de estaciones climatológicas y secciones de aforo de las corrientes superficiales.

La utilidad del análisis geomorfológico, al menos en zonas con climas desérticos y semidesérticos, permite:

- a) Discernir, en forma cualitativa, diversas regiones o porciones de una cuenca con base en la intensidad de los procesos de escurrimiento e infiltración.
- b) Definir zonas potenciales de recarga.
- c) Utilizar los resultados del análisis como una herramienta auxiliar en la definición del modelo conceptual del funcionamiento del sistema acuífero estudiado.

VII.2. RECOMENDACIONES

Debido a la importancia de determinar con mayor certeza las estructuras en el subsuelo será imprescindible el realizar un estudio geofísico más detallado y de mayor profundidad de resolución. Este estudio debe considerar tanto a la zona de transición (pie de monte) como a la planicie de nivel de base en toda la subcuenca, complementado con cuando menos cinco perforaciones de pozos exploratorios profundos (alrededor de 1000 metros) cuyos cortes litológicos sean bien verificados. La localización de estos pozos deberá ser en zonas de interés como son: 1) Los alrededores del Rancho El Imposible, 2) Zona norte del valle San Juan B. Londó, 3) Zona sur del mismo, 4) Entre los ranchos

La Envidia y El Rentoy y, 5)La zona del Rancho Buenavista.

La medición periódica de los niveles estáticos es necesario para determinar la evolución del sistema acuífero.

Un análisis de isótopos ambientales (Deuterio y Oxígeno 18) sería recomendable con el fin de corroborar zonas de recarga, reconocimiento del sistema de flujo y la posible mezcla de diferentes sistemas de agua subterránea.

El muestreo sistemático de agua para su análisis físico-químico es muy recomendable para observar la evolución en la calidad del agua y prever posibles contaminaciones que pudieran afectar la salud de los habitantes de la zona, o bien, posibles riesgos de intrusión de agua marina.

Un estudio morfoestructural detallado es recomendable con el objeto de definir el patrón de fracturamiento de cada unidad litológica y su influencia en el comportamiento del escurrimiento e infiltración.

Debido a la escasa precipitación en la región, es necesario implementar métodos de cultivos típicos para zonas desérticas, así como prever la reutilización de las aguas municipales.

Dado el crecimiento de la población y la idea de desarrollo turístico debe considerarse la posibilidad de la construcción de una planta desalinizadora.

BIBLIOGRAFIA

- Aceves Q., J. F., 1986, "Aplicación de los Métodos Geomorfológicos en Problemas Geotécnicos". Tesis Profesional, Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.
- Anderson, C. A., 1950, "1940, E. W. Skripps Cruise to the Gulf of California, Part I". Geol. Soc. Am., Mem. 43.
- Altamirano, F. J., 1972, "Tectónica de la Porción Meridional de Baja California Sur". Soc. de Geol. Mex., Mem. II Convención Nacional, p.p. 113.
- Atwater, T., 1970, "Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America". Geol. Soc. of Am. Bol 81, p.p. 3513-3536.
- Bloom, A. L., 1973, "La Superficie de la Tierra". Ed. Omega, Barcelona, España.
- Cavazos, S., Guajardo, H., 1977, "Cronoestratigrafía y Paleobatimetría de la Bahía de San Sebastián Vizcaíno y Purísima". Bol. de la Asoc. Mex. de Geol. Petr., Vol. XXIX, Nos. 1 y 2.
- Campos A., D. F., 1984, "Procesos del Ciclo Hidrológico". Ed. Universitaria Potosina, Tomo 1/2, Univ. Aut. de San Luis Potosí.
- Derruau, M., 1970, "Geomorfología". Ed. Ariel, Barcelona, España.
- Doehring, D. O., 1980, "Geomorphology in Arid Regions". London, Allen Unwin.
- Durham, J. M., 1950, "1940, E. W. Skripps Cruise to the Gulf of California, Part II; Megascopic Paleontology and Marine

- Eternod A., A., 1981, "El análisis de la Disección del Relieve por Medio de Métodos Morfométricos". Memoria del VIII Congreso Nacional de Geografía. Toluca, Estado de México. Tomo I, Soc. Mex. de Geog. y Est. - Instituto de Geografía - U.N.A.M., pp. 28-38.
- Flores, E. Z., 1985, "Hidrogeomorfología y Acuíferos Regionales: El Valle de La Paz-Carrizal, B.C.S.". Conferencia dictada en el Taller Internacional Sobre Acuíferos Regionales; Instituto de Geofísica-Comisión Federal de Electricidad-CONACYT; México, D.F..
- Gastil, G., Krummenacher, D., Doupont, J., Fuste, J., Jansky, Buthelmy, D., 1976, "La Zona Batolítica del Sur de California y Occidente de México". Bol. Soc. Geol. Min. XXXVII, p.p. 84-90.
- Gastil, G., and Krummenacher, D., 1978, "The Migration of the Axis of Pacific Margin Magmatism Across Baja California, Sonora and Chihuahua". Resúmenes del Primer Simposio Sobre la Geología y Potencial Minero del Estado de Sonora. Instituto de Geología. U.N.A.M., p.p. 63-64.
- Gastil, G., Morgan, G., Krummenacher, D., 1981, "The Tectonic History of Peninsular California and Adjacent Mexico". In Ernest, W. G. (Ed.). The Geotectonic Development of California (Rubey Vol. 1) Prentice Hall, p.p. 285-306.
- Guerra P., F., 1980, "Fotogeología", Facultad de Ingeniería, Dir. Gen. de Publicaciones de la U.N.A.M..
- Hammond, E. H., 1954, "A Geomorphic Study of the Cape Region of Baja California". Berkeley University, 111 p..
- Helm, A., 1922, "Notes on the Tertiary of Southern Lower California (Mexico)". Geol. Magaz. 59, p.p. 529-547.

Horton, R. E., 1932, "Drainage-Basin Characteristics". American Geophysics Union Trans. Published by the National Academy of Sciences. Washington D. C., p.p. 350-361.

Howard, A., 1967, "Drainage Analysis in Geologic Interpretation: A Summation". Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., Vol. 51, No. 11, p.p. 2246-2259.

Instituto de Geofísica, 1986, "Estudio Geohidrológico-Geofísico en la Cuenca de San Juan Bautista Londo, Mpio. de Comandú, B.C.S.". Instituto de Geofísica, U.N.A.M., Area de Recursos Naturales.

Jiménez R., A., 1980, "Estudio Hidroedafológico de la Cuenca del Río Mixcoac". Instituto de Geografía, U.N.A.M., Boletín No. 10, p.p. 105-141.

Kostenko, N. P., 1975, "Geomorfología Estructural". Publicaciones del Instituto de Geografía, U.N.A.M., México.

Krummenacher, D., et al., 1975, "K-Ar Aparent Ages, Peninsular Ranges Batholith, Southern California and Baja California". Geol. Soc. of Am. Bull., Vol. 86, No. 6., p.p. 760-768.

López R., E., 1985, "Geología de México". Tomo 3. 3a. Edición. México, D.F.

Lozano, F., 1976, "Evaluación Petrolífera de la Península de Baja California, México". Bol. de la Asoc. Mex. de Geól. Petr., Vol. XXVII, Nos. 4-6, p.p. 106-303.

Lugo H., J., 1978, "La Geomorfología y sus Aplicaciones en la Ingeniería Civil". IIA. Reunión Nacional de Geología y Geotermia. Tuxtla Gutiérrez, Chiapas., México. C.F.E.

Lugo H., J., Martínez Luna, V., 1980, "La Discción del Relieve en el Sur de la Cuenca de México y Porciones Adyacentes". Boletín No. 10, Instituto de Geografía, U.N.A.M., p.p. 55-64.

Lugo H., J., et al., 1981, "La Discción del Relieve en la Porción

Centro Oriental del Sistema Volcánico Transversal". Boletín
No. 11, Instituto de Geografía, U.N.A.M., p.p. 7-17.

Mina U., F., 1956, "Bosquejo Geológico de la Parte Sur de la
Península de Baja California". Excursión A-1 del XX Congreso
Geológico Internacional, México. p.p. 11-42.

Morán Z., D. J., 1984, "Geología de la República Mexicana".
S.P.P.-Facultad de Ingeniería, U.N.A.M..

National Academy of Sciences, 1974, "More Water for Arid Lands".
Promising Technologies and Research Opportunities. Washington,
D.C., 154 p..

Ortega G., M. A., 1986, "Serie Hidrogeológica de la Subcuenca
del Arroyo San Bruno, B.C.S., México". Instituto de
Geofísica, U.N.A.M.. Comunicaciones Técnicas. Serie
Investigación, Nos. 25-28.

Palacio P., J. L., 1983, "Geomorfología de la Región de
Cuernavaca-Tenancingo-Ixtapan de la Sal, en los Estados de
Morelos y México". Boletín No. 13, Instituto de Geografía,
U.N.A.M., México, p.p. 105-129.

Sánchez P., J., 1979, "Los Métodos Geomorfológicos en el Estudio
de una Porción del Noroeste de la Cuenca de México". III
Reunión Nacional de Geotecnia y Geotermia. Memorias Tomo I,
C.F.E., México.

S.P.P.-Instituto de Geografía, U.N.A.M., 1970, "Carta de
Climas". Hoja Santa Rosalía, 12R-V, Escala 1:500,000.

S.P.P., 1980, "Mapa Uso de Suelo y Vegetación". Hoja La Paz,
Escala 1:1000,000.

S.P.P., 1981, "Carta Fisiográfica". Hoja La Paz, Escala
1:1000,000.

Stanescu, S., 1970, "Determinación Práctica de las Principales Características Morfométricas y Fisiográficas de las Cuencas Hidrográficas y su Aplicación en Cálculos Hidrológicos". Servicio Colombiano de Meteorología e Hidrología; Bogotá, Colombia.

Strahler, A. N., 1957, "Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology". Am. Geophys. Union Trans. 38(6), pp. 913-920.

Wilson, F. I., Rocha, S. V., 1957, "Geología y Depósitos Minerales del Distrito Cuprífero del Boleo, Baja California, México". I.N.I.R.M., Bol. 41. México.