

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA



TEFROESTRATIGRAFIA DE LA PARTE OCCIDENTAL DE MANAGUA, NICARAGUA:
EVOLUCION DE LAS ESTRUCTURAS VOLCANICAS DE TICOMO, NEJAPA Y ASOSOSCA.

TESIS

Que para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS (ORIENTACION EN VULCANOLOGIA)

PRESENTA:

DENIS RAMÓN AVELLÁN LÓPEZ

TUTOR:

JOSÉ LUIS MACÍAS VÁZQUEZ

Agosto, 2009



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Dedicada a nuestro señor.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue llevada a cabo gracias al financiamiento del Programa Multidisciplinario de Investigación Ambiental (PMIA) a cargo del Ing. Dionisio Rodríguez Altamirano y el apoyo del Centro de Investigaciones Geocientíficas (CIGEO/UNAN-Managua).

Quiero agradecer especialmente al Dr. José Luis Macías Vázquez, que me brindó su calidez humana; mil gracias por todas sus enseñanzas, continua disposición, confianza y dirección.

A Natalia Pardo y Teresa Scolamacchia por su compañía en campo y con quienes se fundamentaron muchas preguntas y surgieron muchas ideas.

A la maestra Ana María Rocha, por su paciencia, ayuda y asesoría técnica.

A Lorenzo Meriggi, gracias por sus críticas y comentarios sobre geoquímica.

A los doctores: Juan Manuel Espindola, Gerardo Carrasco, Sergio Rodríguez y Dr. José Luis Arce; por ser parte del comité evaluador, la revisión del manuscrito y por sus valiosas sugerencias que lograron enriquecer el escrito final.

Agradezco sinceramente a mis amigos; Gema, Francis, Gabriela, Bismarck, Daniel y a Francisco Vázquez, gracias por todo su apoyo desinteresado que siempre me han brindado. Asimismo, agradezco a la amistad y acogedor apoyo de parte de Cecilia, Katrin, Lilia, América, Luci, Hugo, Daniel, Ignacio, Josué, Emilio, Javier, y a los compañeros Francisco, Horacio, Lener y Marianela.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, al instituto de Geofísica y la Coordinación del Posgrado en Ciencias de la Tierra, a la Biblioteca Conjunta de ciencias de la Tierra, a todo el personal que ha facilitado la realización de esta tesis; a Araceli, Mónica y Graciela. Al personal de cómputo del Instituto de Geofísica.

Especialmente a mis padres Martha y Salvador, y a mis hermanos: Brenda, Yamil, Yessenia, Salvador, Marcos, Nelson y David. Quienes me han enseñado la importancia del cariño humano.

ABSTRACT

The Nejapa Volcanic Field (NVF) is located in the western skirts of the city of Managua, Nicaragua. It consists of at least 30 volcanic structures emplaced along the N-S Nejapa Fault that represents the western edge of the Managua Graben. The studied area straddles the central and southern parts of the volcanic field, where 19 monogenetic structures were described for the first time (tuff cones, maars and cinder cones). These structures are Ticomo (A, B, C, D and E), Altos de Ticomo, Nejapa, San Patricio, Nejapa-Norte, Motastepe, El Homigón, La Embajada, Asososca, Satélite, Refinería and Cuesta El Plomo (A and B). 23 eruptions were identified in the region, originated during the past ~34,000 years, 16 of which were produced in the volcanic field itself along the past ~ 28,500 yr BP. All fall products are of basaltic composition in the tholeiitic series characteristic of not developed volcanic arcs strongly affected by fluids from the Cocos slab. The 16 eruptions of the NVF have occurred between ~28,500 and 2,130 yr BP, with a rough recurrency interval of 400 to 7,000 yr. Among these eruptions (most with Volcanic Explosivity Index values of 2) phreatomagmatic events followed by strombolian and fisural ones are common. Therefore, a future eruption might be of phreatomagmatic origin, posing a serious threat to the more than 500,000 inhabitants in western Managua.

Keywords: Nejapa Volcanic Field, Managua, maars, Ticomo, Nejapa, Asososca, phreatomagmatic eruption.

RESUMEN

El Campo Volcánico de Nejapa (CVN) se encuentra ubicado en la parte occidental de la ciudad de Managua, Nicaragua. Este campo consiste en treinta estructuras volcánicas emplazadas a lo largo de la Falla Nejapa, en el borde occidental del Graben de Managua. La zona de estudio se centró en la porción central y sur del campo volcánico, en donde se describieron 19 estructuras monogenéticas (conos de toba, maares y conos de escoria). Las estructuras estudiadas son los volcanes Ticomo (A, B, C, D y E), Altos de Ticomo, Nejapa, San Patricio, Nejapa-Norte, Motastepe, El Hormigón, La Embajada, Asososca, Satélite, Refinería y Cuesta El Plomo (A y b). Se identificaron 23 erupciones en la región originadas durante los últimos ~34,000 años, 16 de las cuales, ocurrieron en el mismo campo volcánico. Los magmas emitidos tienen una composición basáltica (45.98 - 49.63 % en peso), de afinidad toleítica característico de arcos volcánicos inmaduros y afectados intensamente por fluidos provenientes de la Placa Cocos en subducción. Las 16 erupciones del CVN ocurrieron entre ~28,500 y 2,130 años AP, con una amplia recurrencia que varía de 400 a 7,000 años. La historia eruptiva en el occidente de Managua indica que en tiempos históricos, han ocurrido erupciones con un índice de explosividad volcánica (IEV) = 2, siendo las erupciones freatomagmáticas las más frecuentes, seguidas por las erupciones estrombolianas y fisurales, sin una migración preferencial. Esto sugiere que una erupción futura, podría ser de tipo freatomagmático, la cual podría afectar a más de 500, 000 habitantes de los alrededores.

Palabras clave: Campo Volcánico Nejapa, Managua, maares, Ticomo, Nejapa, Asososca, erupción freatomagmática.

CONTENIDO

	Pág.
AGRADECIMIENTOS	iii
ABSTRACT	iv
RESUMEN	v
1.- INTRODUCCION.	1
<i>1.1.- Objetivo.</i>	2
<i>1.2.- Localización y vías de acceso.</i>	2
<i>1.3.- Metodología.</i>	3
<i>1.4.- Estudios previos.</i>	5
2.- MARCO GEOTECTONICO.	8
<i>2.1.- Geología Regional.</i>	9
<i>2.2.1.- Cadena Volcánica de Nicaragua</i>	10
3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL.	13
<i>3.1.- Graben de Managua.</i>	13
<i>3.1.1.- Falla Nejapa</i>	14
4.- GEOMORFOLOGIA.	16
<i>4.1.- Morfología.</i>	16
<i>4.2.- Volumen.</i>	20
5.- GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL.	22
6.- ESTRATIGRAFIA DEL OCCIDENTE DE MANAGUA.	28

6.1.- Formación Las Sierras.	33
6.1.1.- Unidad Ignimbrita Soldada Andesita Basáltica	33
6.1.2.- Unidad Tefra Fontana	34
6.2.- Formación Chiltepe.	37
6.2.1.- Unidad Tefra Apoyeque Superior	37
6.2.2.- Unidad Tefra Chiltepe	38
6.3.- Formación Managua.	39
6.3.1.- Unidad Tefra Apoyo Superior	39
6.3.2.- Unidad Triple Capa Masaya	41
6.3.3.- Unidad Toba Masaya	42
6.4.- Secuencia Ticomo.	45
6.4.1.- Unidad Lavas Ticomo	45
6.4.2.- Unidad Toba Ticomo	45
6.4.3.- Unidad Tefra Altos de Ticomo	49
6.5.- Secuencia Nejapa.	50
6.5.1.- Unidad Tefra San Patricio	50
6.5.2.- Unidad Lavas Batahola	51
6.5.3.- Unidad Tefra Nejapa-Norte	53
6.5.4.- Unidad Tefra Motastepe	56
6.5.5.- Unidad Tefra Nejapa	58
6.6.- Secuencia Asososca.	60

6.6.1.- <i>Unidad Toba Cuesta El Plomo</i>	60
6.6.2.- <i>Unidad Tefra Refinería</i>	62
6.6.3.- <i>Unidad Tefra Satélite</i>	62
6.6.4.- <i>Unidad Flujos piroclásticos de Ceniza</i>	63
6.6.5.- <i>Unidad Tefra La Embajada</i>	63
6.6.6.- <i>Unidad Tefra El Hormigón</i>	65
6.6.7.- <i>Unidad Tefra Asososca</i>	66
7.- DISCUSION	68
7.1.- <i>Evolución volcánica del Campo Volcánico Nejapa, occidente de Managua.</i>	69
7.2.- <i>Implicaciones del peligro y expectativas de riesgo.</i>	78
8.- CONCLUSIONES	84
8.1.- <i>Recomendaciones.</i>	85
9.- BIBLIOGRAFIA	86

1.- INTRODUCCION.

Tefra, es un término aplicado a depósitos piroclásticos no consolidados, o usado para nombrar a todos los fragmentos expulsados, generados durante una erupción volcánica explosiva. Dentro de esta clasificación se encuentran las caídas, flujos y oleadas piroclásticas, cuyo emplazamiento puede ocurrir en cuestión de horas, días o semanas, pudiendo ser preservados en una variedad de facies volcánicas y sedimentarias (Shane, 2000). Los depósitos de caídas de tefra, pueden cubrir extensas áreas desde su fuente y formar horizontes, por lo cual son los más utilizados como isócronos geológicos que son de valor para correlación y geocronología (Shane, 2000). Sin embargo, la correlación y análisis geocronológico de los depósitos de flujos y oleadas piroclásticas, se realiza por medio de la identificación de rasgos muy característicos como son: la geometría de las capas (tabulares, lentiformes, continuas o discontinuas); tipo de estructuras en el depósito (estratificación, huellas de impacto, dunas, lentes, paleocanales, arreglos lineales tales como imbricación o alineación de clastos); así como de las texturas (gradación, tamaño de partículas, selección, forma, angularidad y composición química de los fragmentos). Muchos autores han empleado la correlación de tefra, como una herramienta estratigráfica desde su aplicación inicial por Thorarinsson (1944), que también incluyó la palabra tefrocronología, en su trabajo estratigráfico de los depósitos pos-glaciales en Islandia. El término tefroestratigrafía, ha sido ampliamente utilizado en estudios estratigráficos. La tefroestratigrafía es muy importante para reconstruir el registro geológico de regiones volcánicas, ya que representa el primer paso para evaluar los peligros de estas regiones. Durante las últimas décadas, se han realizado muchos estudios tefroestratigráficos en diversos lugares del mundo como en el Norte de Islandia (Shane et al., 2002); Europa (Vernet et al., 1998; Siani et al., 2004; Seymour et al., 2004); África (Tryon y McBrearty, 2006). En este estudio, se describe la estratigrafía al occidente de la Ciudad de Managua, Nicaragua, en particular en la porción sur de la Falla Nejapa, compuesta por las estructuras volcánicas Ticomo, Nejapa y Asososca. Estos edificios volcánicos, han sido producidos por erupciones freatomagmáticas y estrombolianas. La secuencia estratigráfica producida por estas estructuras, se encuentra intercalada con depósitos producidos por erupciones plinianas y freatoplinianas, originadas en los complejos volcánicos de Apoyo, Masaya, Xiloá, Apoyequé y otros centros eruptivos.

1.1.- Objetivo.

Reconstruir la secuencia estratigráfica de los depósitos, que cubren la porción occidental de Managua y la evolución de la cadena volcánica, con el fin de evaluar las implicaciones de riesgo, ante cualquier posible erupción a lo largo de la Falla Nejapa.

1.2.- Localización y vías de acceso.

El área de estudio está ubicada al occidente de la ciudad de Managua (Figura 1) y cubre un área estimada de 74.5 km². La zona de estudio comprende las estructuras volcánicas de Ticomo (1337305.16 N-574156.87 O), Nejapa (1339825.78 N-573900.87 O) y Asososca (1341834.40 N-574511.33 O). Ticomo y Nejapa, se localizan a lo largo de la porción central del distrito 3 de Managua y la porción sureste del Municipio de Ciudad Sandino (Figura 1.C). El distrito 3 se ubica en la zona sur-occidental de la ciudad de Managua; por su extensión es el distrito más grande de la ciudad, aproximadamente el 60% de su territorio es rural y el resto urbano, con 260, 639 habitantes y una densidad de población de 3,127 habitantes/km² y Ciudad Sandino, al oeste del Municipio de Managua, que cuenta con una población estimada en 131,316 habitantes.

El Maar Asososca, se localiza al suroeste del distrito 2 de Managua (Figura 1.C). Este distrito, se ubica en el extremo noroeste de la ciudad a orillas del Lago Xolotlán; es el distrito más pequeño de Managua, constituye parte de lo que fue el antiguo centro de la ciudad y es un territorio con características completamente urbanas. Su número de habitantes se estima en 144,538, con una densidad de población de 8,007 habitantes/km².

La principal vía de acceso al área de estudio es la Carretera Sur Panamericana, que atraviesa la zona en dirección norte-sur, bordeando las estructuras volcánicas. Esta vía principal es interceptada al norte por la Carretera Norte Panamericana, en el sector de Las Piedrecitas por la Carretera Nueva a León, en el km 7.8 por la Pista Suburbana y en el km 8.8 por la Carretera Vieja a León. Todas estas vías se conectan a caminos de revestimiento liviano, transitable todo el tiempo en los barrios de los alrededores y caminos de tercer orden (trochas), en su mayoría localizados al sur de Ticomo y en el oeste de toda el área (Figura 2).

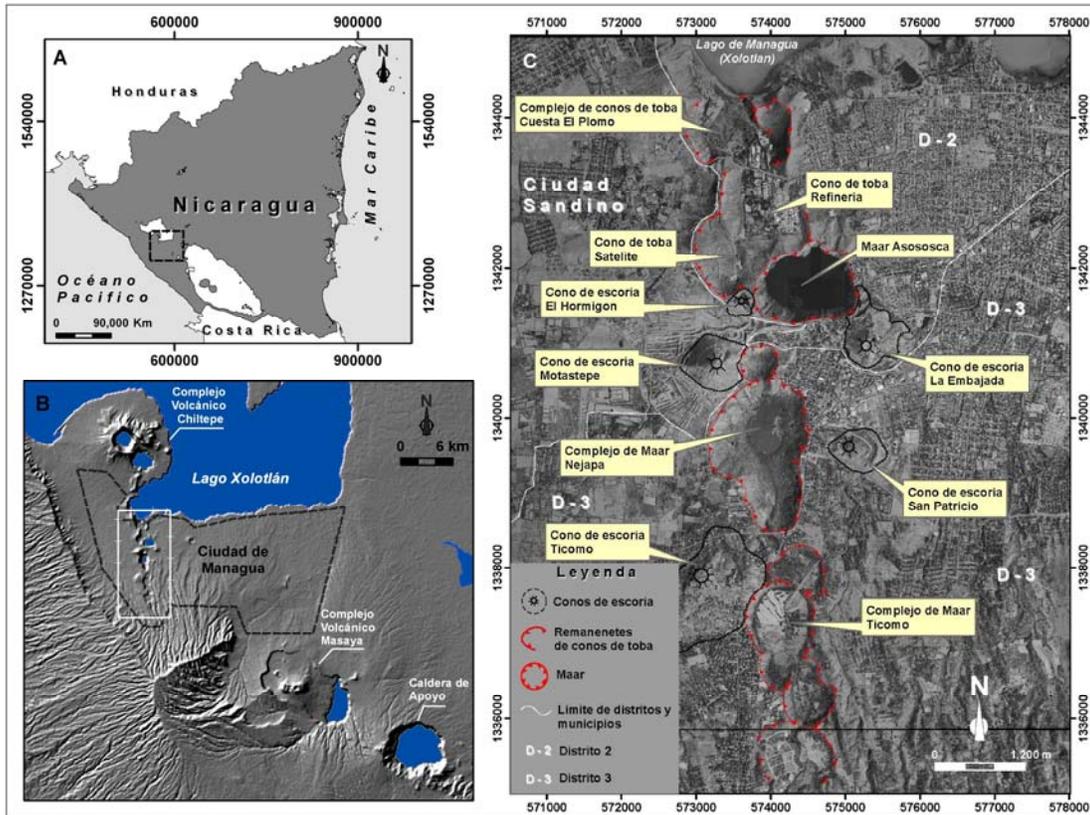


Figura 1. A) Mapa de Nicaragua y límites políticos. B) Ciudad de Managua, el rectángulo blanco representa el área de estudio. C) Ortofotomapa de la porción Occidental de Managua, en que se observan los límites de distritos y municipios y se detallan los distintos centros eruptivos de la zona.

1.3.- Metodología.

El trabajo se dividió en las siguientes etapas:

a) Trabajo de gabinete preliminar.- Consistió en la recopilación de toda la información geológica disponible, sobre estudios hechos en la zona, con el fin de realizar un análisis de contenido. Acompañado a esto, se realizó la interpretación mediante fotografías aéreas (Línea: 25, de los números: 105, 107, 648, 649, 650, 734, 742, 738), a escala 1:40,000, para determinar en forma concisa y sistemática las estructuras volcánicas (morfología, drenaje, etc.). Con base en esta información, se elaboró un mapa fotogeológico que incluye el relieve topográfico a escala 1: 8,000, y a partir de éste, se realizó un modelo de sombras, donde se ubicaron y delimitaron todas las estructuras. Además, sirvió de base para la planificación de campo y marcar puntos de mayor interés.

b) Trabajo de campo y gabinete.- En esta etapa se llevó a cabo el análisis estratigráfico, elaboración de secciones y toma de muestras. Se construyeron 59 secciones estratigráficas detalladas, entre la zona suroeste del distrito 2 de Managua y la mayor parte del distrito 3. Con estas secciones se realizó una correlación estratigráfica, con la ayuda de estratos guías de erupciones conocidas, producidas por los complejos Apoyo, Masaya, Apoyeque, Xiloá y otros aparatos volcánicos. Adicionalmente, se identificaron horizontes de paleosuelos intercalados con los depósitos volcanoclásticos y su posición relativa. De esta forma, se recolectaron 25 muestras de paleosuelos a las cuales se les determinó la edad por medio del método radiométrico ^{14}C estándar y AMS (Tabla 1). Además, se recogieron 11 muestras de roca para análisis químico de roca total (concentración de elementos mayores, menores y trazas) y determinar la evolución de los productos emitidos. Se consideraron todos los resultados, para elaborar la discusión y un mapa geológico a escala 1: 8,000, así como la definición de la secuencia tefroestratigráfica de la zona.

1.4.- Estudios previos.

Los depósitos volcánicos en la región de Managua, fueron estudiados únicamente por varios autores después del terremoto del 23 de Diciembre de 1972, que destruyó gran parte de la ciudad de Managua (Bice, 1985; Havlicek et al., 1997; Freundt et al., 2006a; Girard y van Wyk de Vries, 2005; Freundt et al., 2006b; Perez y Freundt, 2006; Wehrmann et al., 2006; Kutterolf et al., 2007; Pardo et al., 2008). Los primeros estudios tenían el propósito de analizar los suelos con fines de ingeniería y geología estructural (Parsons Corporation, 1972; Brown et al., 1973; Woodward-Clyde Consultants Inc., 1975; Niccum, 1976; Danes y Moore-Lamsa, 1978; Frischbutter, 2002; La Femina et al., 2002; Espinoza, 2007). Bice (1985), identificó siete unidades de material de caída (con una composición basáltica a riódacítica). Este autor denominó a estos depósitos como Secuencia Managua: Capa Lapilli Masaya, Pómez Apoyeque Inferior, Pómez Apoyo, Pómez Apoyeque Superior, Triple Capa Masaya, Pómez Jiloá y Toba Masaya. Havlicek et al. (1997), hicieron una compilación sobre esta secuencia con el propósito de determinar la amenaza geológica en el área de la Ciudad de Managua.

Tabla 1.
Edades radiométricas obtenidas en paleosuelos y carbón.

Muestra	Localidad	Coordenadas (UTM) N; E	Tefra	Lab. No.	Edad (años AP)	Error	$\delta^{13}C$
Paleosuelo	T14	1336365; 0573719.3	CT	A- 14253	700	±60	-20
Paleosuelo	A6	1341575.8; 0575198.6	ET	A- 14244	1,090	±35	-26.7
Carbón	Mo1	1340982.7; 0573143.3	ASOT	A- 14759	2,130*	±40	-16.8
Paleosuelo	A23	1341084; 0573676.1	Esc.F.ASOT	A- 14265	2,415	±45	-14.5
Paleosuelo	T15	1336365; 0574885.1	Esc.F.	A- 14254	2,850*	+120/- 115	-23.7
Paleosuelo	A10	1341272.3; 0573631.8	MT	A- 14247	3,240	±70	-13.8
Paleosuelo	E1	1338694.2; 0579160.8	MT	A- 14752	3,485*	±90	-19.2
Paleosuelo	T6	1338140; 0574654.6	CT	A- 14252	4,090*	+110/- 105	-20.3
Paleosuelo	Ed.CIG	1339061; 0579326.1	CT	A- 14255	4,165	+120/- 115	-21.1
Paleosuelo	N11	1339566; 0573181.7	Esc.F.UAq	A- 14249	4,260	±70	-18
Paleosuelo	T21	1337163.3; 0572459.1	NT	A- 14756	5,150*	±135	-22.1
Paleosuelo	T6	1338140; 0574654.6	MTL	A- 14251	5,755	±90	-21.6
Paleosuelo	T22	1335278.7; 0572292.2	NT	A- 14757	7,135	±125	-24.1
Paleosuelo	T24	1335763.4; 0572712.8	UAT	A- 14758	8,525*	+215/- 210	-24
Paleosuelo	T1	1335733.7; 0574332.4	t.ash	A- 14753	9,190	+215/- 210	-22.8
Paleosuelo	C2	1343450; 0573354.1	UAq	A- 14264	10,145*	+295/- 285	-18.1
Paleosuelo	C1	1345191; 0575061.7	UAq	A- 14267	12,285	+280/- 270	-14.1
Paleosuelo	T11	1337250; 0573678.8	UAT	A- 14263	13,995*	+285/- 275	-20.4
Paleosuelo	T11	1337233.8; 0573702.4	UAq	A- 14755	14,235*	+325/- 315	-17.3
Paleosuelo	N20	1338777; 0575813.5	UT	A- 14266	20,300*	+1315/- 1130	-25.1

*Conteo-extra reportado por GeoSimSLab.

Recientemente, Girard y van Wyk de Vries (2005), establecieron que el Graben de Managua y el Complejo Las Sierras, están conformados por grandes extensiones de lavas e ignimbritas de composición basáltica. Freundt et al. (2006a), analizó la Tefra Mateare que se originó en el Complejo Chiltepe, ubicado al noroeste del Graben de Managua. Según estos autores, la Tefra Mateare pertenece a la Formación Chiltepe, en la cual se incluye a las tefras Apoyeque Superior, Apoyeque Inferior, Xiloá, descritas por Bice (1985). Posteriormente, Freundt et al. (2006b), redefinieron una sucesión estratigráfica, desde la

más antigua en: Tefra Unicit, Tefra Fontana, Tefra Apoyo Inferior, Tefra Apoyo Superior, Tefra Apoyeque Inferior, Tefra Apoyeque Superior, Tefra Xiloá, Tefra San Antonio, Tefra Mateare, Tefra Los Cedros, Tefra La Concepción, Triple Capa Masaya, Tefra Chiltepe y Toba Masaya. Perez y Freundt (2006), detallaron los depósitos más jóvenes de Masaya: Tefra San Antonio, Tefra La Concepcion, Triple Capa Masaya y Toba Masaya. La actividad más antigua registrada por la Caldera Masaya, fue la que dio origen a la Tefra Fontana, que está bien documentada por Wehrmann et al. (2006). Ellos estiman una edad de ~30, 000 años (Pleistoceno Tardío), caracterizada como una erupción pliniana de composición andesítica – basáltica.

Entre las investigaciones más detalladas en la región, se encuentra la realizada por Kutterolf et al. 2007; ellos definieron cuatro sucesiones volcánicas de tefra, extendidas en el oeste-central de Nicaragua. Dentro de esta sucesión se divide el grupo Masaya-Managua, que incluye a la Formación Managua, definida como Secuencia Managua, primeramente por Bice (1985) y Formación Las Sierras, descrita por McBirney y Williams (1965). Kutterolf et al. 2007, concluyen que el límite entre la Formación Las Sierras y la Formación Managua, está entre Tefra Fontana y Tefra Apoyo Inferior. Asimismo, redefinieron que Tefra Apoyeque Inferior, Tefra Apoyeque Superior y Tefra Chiltepe, pertenecen a la Formación Chiltepe. Tefra Fontana es parte de la porción superior de la Formación Las Sierras; Formación Managua, está conformada por: Tefra Apoyo Inferior, Tefra Apoyo Superior, Triple Capa Masaya, y Toba Masaya. La mayoría de los trabajos concretados, se preocuparon por la identificación de depósitos de caída de tefras, sus fuentes y recientemente el límite entre cada Formación o grupo. Existen pocos trabajos detallados sobre los registros de la actividad al occidente de Managua, a lo largo de la falla Nejapa. Pardo et al. (2008), Pardo (2008) y Pardo et al. (2009), recientemente realizaron un estudio que se enfocó a la actividad del Maar Asososca; sus depósitos se encuentran cubriendo el total de la secuencia, detallada por todos los autores y es la erupción más joven a lo largo de la Falla Nejapa. La mayoría de estas erupciones, se relacionan con una actividad freatomagmática y estromboliana. Los depósitos de los complejos Ticomo, Nejapa y su relación con Asososca, están documentados en esta investigación.

2.- MARCO GEOTECTONICO.

Nicaragua está ubicada en el margen suroeste de la Placa del Caribe, cerca de su intersección con la Placa de Cocos. La Placa del Caribe limita al norte con la Placa Norteamericana, en el sistema de fallas transformantes Motagua-Polochic de movimiento lateral izquierdo, al sur con la placa Suramericana, al este con la Fosa de Puerto Rico y las zonas de subducción de las Antillas Menores y al oeste con la Placa Cocos (Figura 3). Esta Placa subduce hacia el noreste por debajo de la placa Caribe, a lo largo de la Trinchera Meso-Americana (Peacock et al., 2005), con un ángulo de subducción de $\sim 65^\circ$, por debajo de Nicaragua (Barckhausen et al. (2001) y Protti et al. (1995), citados en Rüpke et al. (2002)) y a una velocidad de 14 ± 2 mm/año (DeMets, 2001). Debido a la subducción de la Placa de Cocos por debajo de América Central, se originó la formación del Arco Volcánico de America Central (AVAC). Esta subducción bajo America Central, es ligeramente oblicua, con un movimiento paralelo a la Trinchera Meso-Americana. Esta subducción oblicua, se debe al movimiento del bloque paralelo (bloque de antearco, del AVAC) y a la trinchera en dirección noroeste. Esto evidencia que la tectónica de Centroamérica, está caracterizada por un régimen de desplazamiento lateral derecho, con una componente de extensión ortogonal (DeMets, 2001; La Femina et al., 2002). En Nicaragua, el AVAC está representado por la Cadena Volcánica Nicaragüense, ubicada a lo largo de la región oeste de Nicaragua.

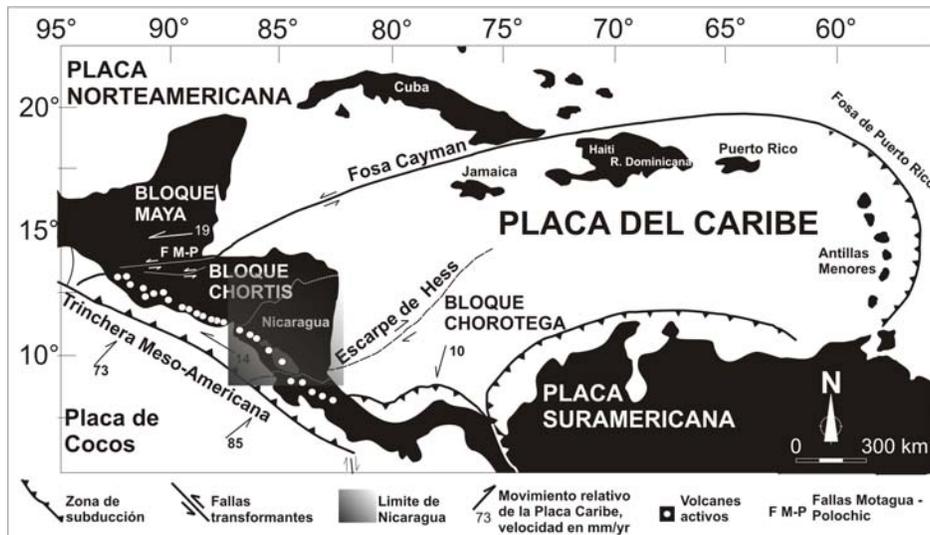


Figura 3. Mapa de América Central, que muestra el movimiento relativo de la placa Caribe (modificado de Elming, 1998; Frischbutter, 2002; Girard y van Wyk de Vries, 2005) con los demás rasgos tectónicos. El rectángulo gris representa Nicaragua.

2.1.- Geología Regional.

La región continental de la Placa Caribe, está dividida en dos bloques denominados: el Bloque Chortis y Bloque Chorotega. El bloque Chortis, comprende el sur de Guatemala, Honduras y el norte de Nicaragua; este bloque posee corteza continental pre-Mesozoica y en la región del norte de Nicaragua, está compuesto por rocas metamórficas de edad Paleozoica.

El Bloque Chorotega, está conformado por un basamento oceánico del Cretácico, con espesores de sedimentos marinos y volcánicos depositados durante el Terciario; se extiende desde el sur de Nicaragua hasta el norte de Panamá (Elming, 1998). Se ha postulado que el escarpe de rumbo NE, que constituye la Falla Hess de movimiento derecho, marca el límite entre estos dos bloques dentro del mar Caribe (Figura 3). En la parte sur-occidental, el límite entre estos dos bloques en territorio Nicaragüense, todavía no ha sido bien definido, debido a la cobertura de potentes secuencias sedimentarias y volcánicas del Cenozoico y la presencia de rocas intrusivas y parcialmente metamórfizadas.

Nicaragua se divide en cinco regiones morfológicas con rocas distintas (Figura 4):

- 1) La región Norte se caracteriza por rocas metamórficas de edad Paleozoica.
- 2) La Central o Tierras Altas y la Sur, se caracterizan por rocas volcánicas de edad Terciaria.
- 3) La Oeste localizada en la Planicie Costera del Pacífico, con predominio de rocas sedimentarias de edad del Cretácico-Terciario.
- 4) La Este localizada en la Planicie Costera del Atlántico, con predominio de rocas sedimentarias del Cuaternario.
- 5) La Depresión de Nicaragua con una orientación NO-SE, en donde predominan rocas piroclásticas Cuaternarias, que incluye la Cadena Volcánica Nicaragüense, a lo largo de su zona central (Mc Birney y Williams, 1965; Elming, 1998).

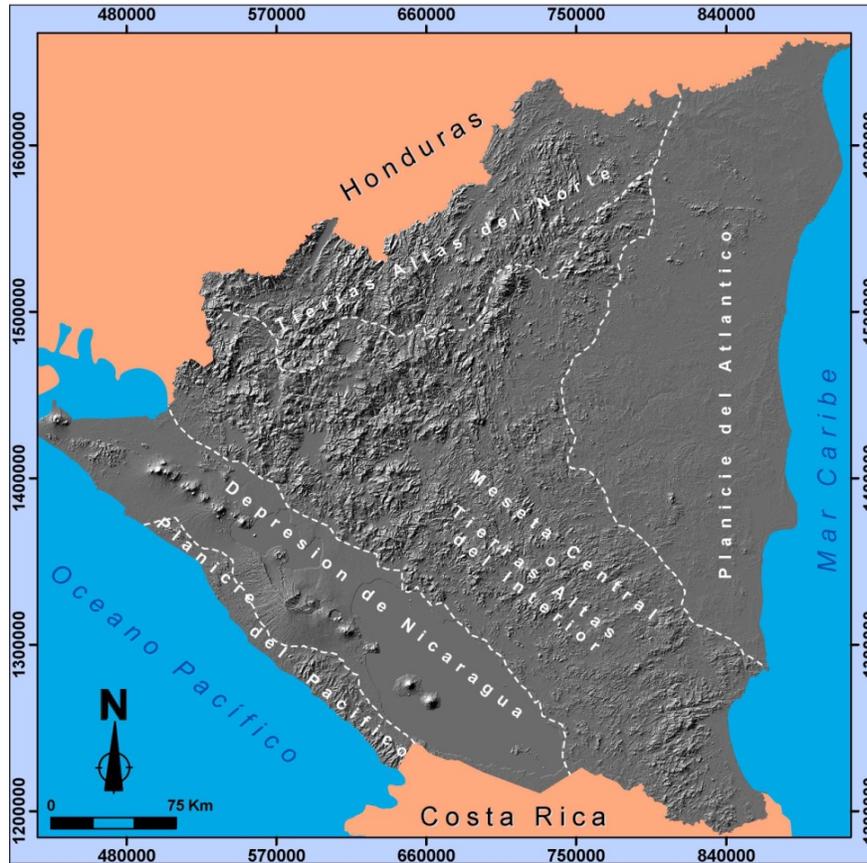


Figura 4. Imagen de relieve sombreado de Nicaragua, que muestra los límites entre las diferentes regiones morfológicas.

2.1.1.- Cadena Volcánica de Nicaragua.

El Arco Volcánico de América Central (AVAC), es originado por la subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa del Caribe (Figura 3). Este arco tiene 1300 km de largo y una orientación general de NO a SE. El AVAC se extiende al occidente, desde el límite fronterizo entre México y Guatemala, hasta el oriente en la porción occidental de Panamá. En Nicaragua, el AVCA está ubicado en la Depresión de Nicaragua (DN), en donde tiene una longitud de 380 km y se le conoce como la Cadena Volcánica Nicaragüense (CVN). La CVN (Figura 5) está dividida en dos segmentos denominados NO y SE; esta zona de segmentación está ubicada en la región de Managua. El segmento NO se extiende desde el Volcán Cosigüina, en el Golfo de Fonseca hasta el Volcán Apoyeque, localizado en el borde NO de Managua. El segmento SE se prolonga desde el

Volcán Masaya, ubicado en el extremo SE de Managua, hasta el Volcán Maderas en la Isla de Ometepe.

La segmentación de la CVN, al igual que la deformación del frente volcánico de América Central, es resultado de la variación de la tasa de convergencia oblicua entre las placas de Cocos y del Caribe, la cual aumenta hacia el sureste (DeMets, 2001). La Femina et al. (2002), propusieron que la subducción oblicua por debajo de Nicaragua, hace que la deformación cortical se acomode mediante una serie de fallas en dominó, lo que conlleva a una rotación de los bloques en el sentido de las manecillas del reloj a lo largo de la CVN (Figura 5), y que implica la generación de fallas laterales derechas e izquierdas o fracturas perpendiculares a la cadena volcánica. El resultado de esta configuración estructural, ha favorecido la segmentación de la cadena volcánica, la cual dio origen al Graben de Managua.

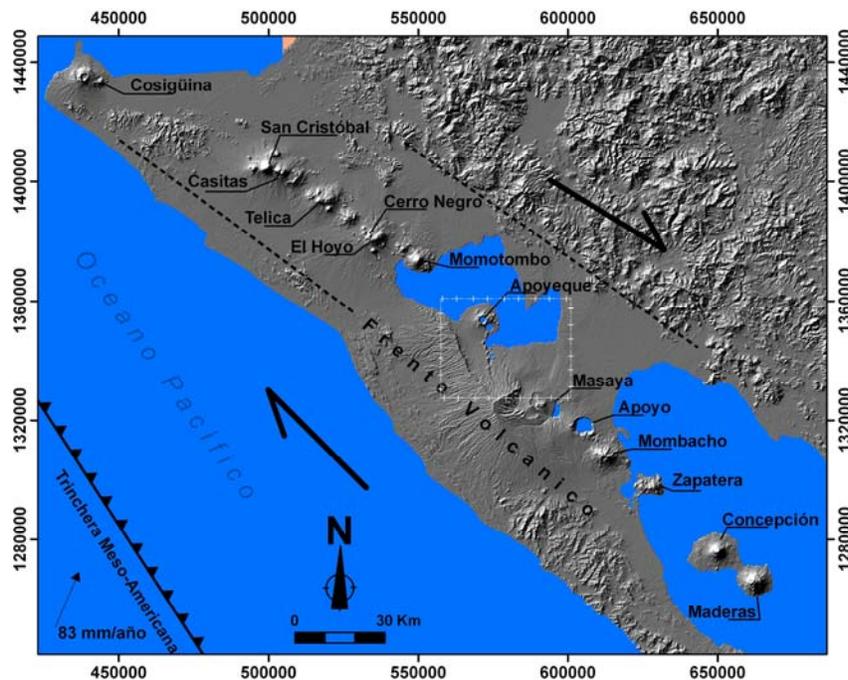


Figura 5. Imagen de relieve sombreado de la Depresión de Nicaragua, que muestra los principales volcanes activos que conforman la Cadena Volcánica Nicaragüense. Las flechas indican el movimiento relativo a lo largo de la cadena, debido al efecto de la subducción oblicua de la Placa Cocos, por debajo de la Placa Caribe (La Femina et al., 2002). El rectángulo blanco indica los límites del Graben de Managua.

La mayoría de las rocas volcánicas pertenecientes a la cadena volcánica, tienen una composición andesítica-basáltica, con predominio de actividad piroclástica desde el

Plioceno hasta el Presente (Mc Birney y Williams, 1965; Walker, 1984; Bice, 1985; Elming, 1998; Girard y van Wyk de Vries, 2005). Con base en las concentraciones de SiO_2 y K_2O , de las lavas de la cadena volcánica, Nyström et al. (1988), concluyeron que estas rocas pertenecen a la serie calci-alcalina, rica en concentraciones de Ba. Sin embargo, en la zona de segmentación de la CVN, las rocas de composición andesítica-basálticas presentan altas concentraciones de MgO , y CaO y bajas concentraciones de Al_2O_3 , K_2O , Ba y Sr (Walker, 1984), lo que les imprime una afinidad más propia de rocas basálticas, de la serie Toleiítica.

3.- GEOLOGIA ESTRUCTURAL.

3.1- *Graben de Managua.*

La segmentación de la CVN y formación del Graben de Managua (GM), están vinculadas a la tectónica de Centroamérica y por ende, al campo de esfuerzos regional (Girard et al., 2005). En este campo de esfuerzos, se tiene la formación de fallas laterales derechas, acomodadas en Nicaragua por el fallamiento en dominó, de bloques separados por fallas con dirección NE de movimiento lateral izquierdo y con una rotación en el sentido de las manecillas del reloj (La Femina et al., 2002). La segmentación de la CVN, se caracteriza por tener una separación ~25 km y una desviación de ~54° y se localiza en la Ciudad de Managua (determinada a partir del análisis morfológico). Esta zona de relevo (Espinoza, 2007), representa una zona estructural extensional, interpretada como una cuenca “*Pull-Apart*” (Girard et al., 2005), que se caracteriza por una serie de fallas normales con tendencia norte-sur, por lo que varios estudios han considerado a Managua, como un Graben (Frischbutter, 2002; Girard et al., 2005).

Los límites actuales del GM, están conformados por las siguientes fallas activas principales (Figura 6): la Falla Cofradía al este, que se evidencia por un pequeño escarpe, con una orientación NNE; la Falla Nejapa al oeste, con una orientación NO-SE y el escarpe de Mateare. El límite sur del Graben de Managua lo compone el Complejo Volcánico Las Sierras-Masaya, conformado por la Caldera de Masaya y un campo ignimbrítico basáltico (Frischbutter, 2002; Girard et al., 2005). Además existen estructuras de menor orden, como el pequeño graben limitado por la Falla Cofradía y la Falla Aeropuerto, con dirección NE (Graben Aeropuerto), numerosas fallas de dirección N-NE, y posibles zonas de fallas controladas por la erosión (Frischbutter, 2002; Girard et al., 2005).

Schmincke (2004), menciona que en las zonas donde los frentes volcánicos se dividen, se generan fallas tensionales y asociados a estas fallas se emplazan pequeños conos volcánicos de escoria, en el sector de trasarco. Este es el caso de la CVN que se divide en el GM y al occidente del mencionado GM, a lo largo de la Falla Nejapa, afloran ~30

estructuras volcánicas (conos de escoria, maares, remanentes de conos de tobas y un estratovolcán (Mc Birney y Williams, 1965; Bice, 1985; Frischbutter, 2002; Girard y van Wyk de Vries, 2005; Espinoza, 2007; Pardo et al., 2008)). Sin embargo, en Nicaragua el emplazamiento de estas estructuras volcánicas ocurre entre el sector de antearco del segmento NO y el trasarco del segmento SE (Figura 5).

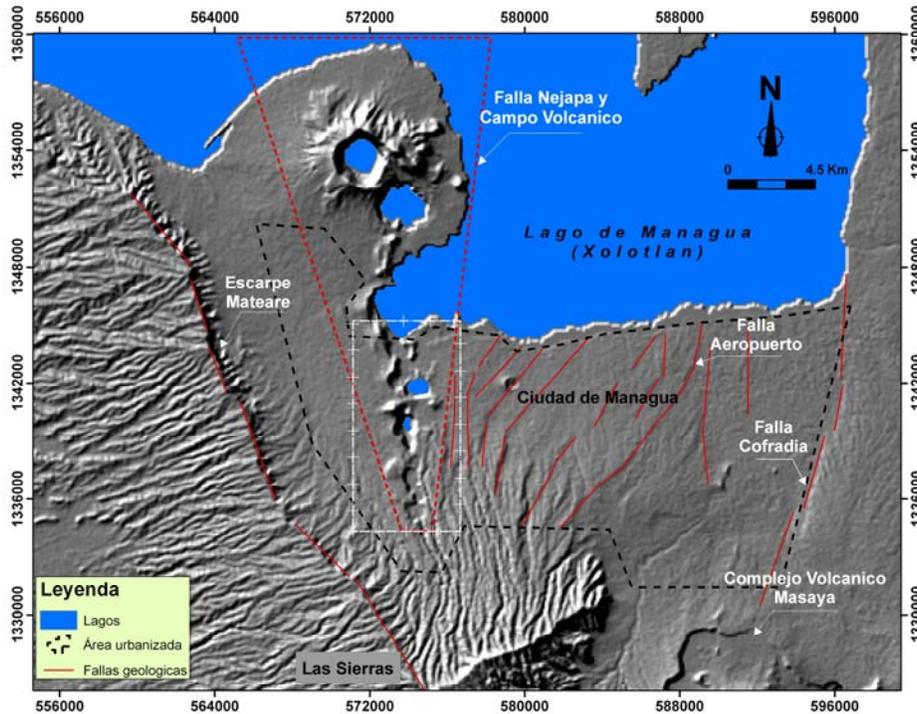


Figura 6. Imagen de relieve sombreado (resolución 30 m), del Graben de Managua y sus límites estructurales. El rectángulo blanco delimita el área de estudio.

3.1.1.- Falla Nejapa.

La Falla Nejapa (FN), tiene una dirección con tendencia norte-sur y una longitud ~25 km. En trabajos como el de Frischbutter (2002), se consideró a esta falla como el alineamiento Nejapa-Miraflores, mientras que Girard y van Wyk de Vries (2005) la definieron como la Falla Nejapa-Miraflores. El estudio más detallado realizado hasta la fecha, fue elaborado por Espinoza (2007), quien definió la cinemática y geometría de la falla. Según este trabajo, la FN tiene un movimiento normal con un componente lateral derecho y una geometría en “*échelon*” derecha, con dirección N5°E y buzando hacia el este. Según Espinoza (2007), esta falla, tiene un ángulo de apertura de 20°

aproximadamente, con el ápice en la parte sur y la mayor apertura en la parte norte. La FN está conformada por tres segmentos: norte, central y sur, con zonas de relevo de aproximadamente 0.8 km en la parte sur y 0.9 km en la parte norte (Figura 7). El área de estudio está formada por el segmento sur, compuesto por el Complejo Ticomo y Nejapa, y parte del segmento central, conformado por Asososca y una fracción del Complejo Cuesta El Plomo.

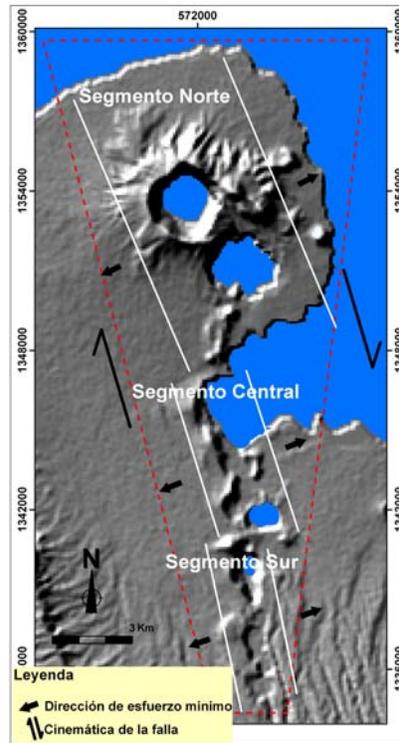


Figura 7. Imagen de relieve sombreado (resolución 30 m), que muestra el movimiento relativo y el arreglo geométrico en echelón derecho, de la Falla Nejapa, según Espinoza (2007).

4.- GEOMORFOLOGIA.

4.1.- Morfología.

El área de estudio se caracteriza por la presencia de colinas y topografía ondulada. Está morfología fluctúa de moderada a severamente disectada por estructuras volcánicas orientadas ~N-S. Estas estructuras son: Ticomo, Nejapa, Motastepe, Embajada, Asososca, Satélite, Refinería, Cuesta El Plomo, Los Arcos y Acahualinca (Figura 8.A y B). Las elevaciones en el área varían de 30 a 430 metros sobre el nivel del mar (msnm) y la diferencia de altura en la región, disminuye hacia el norte hasta culminar en la orilla del Lago de Managua (Xolotlán) (Figura 8.A).

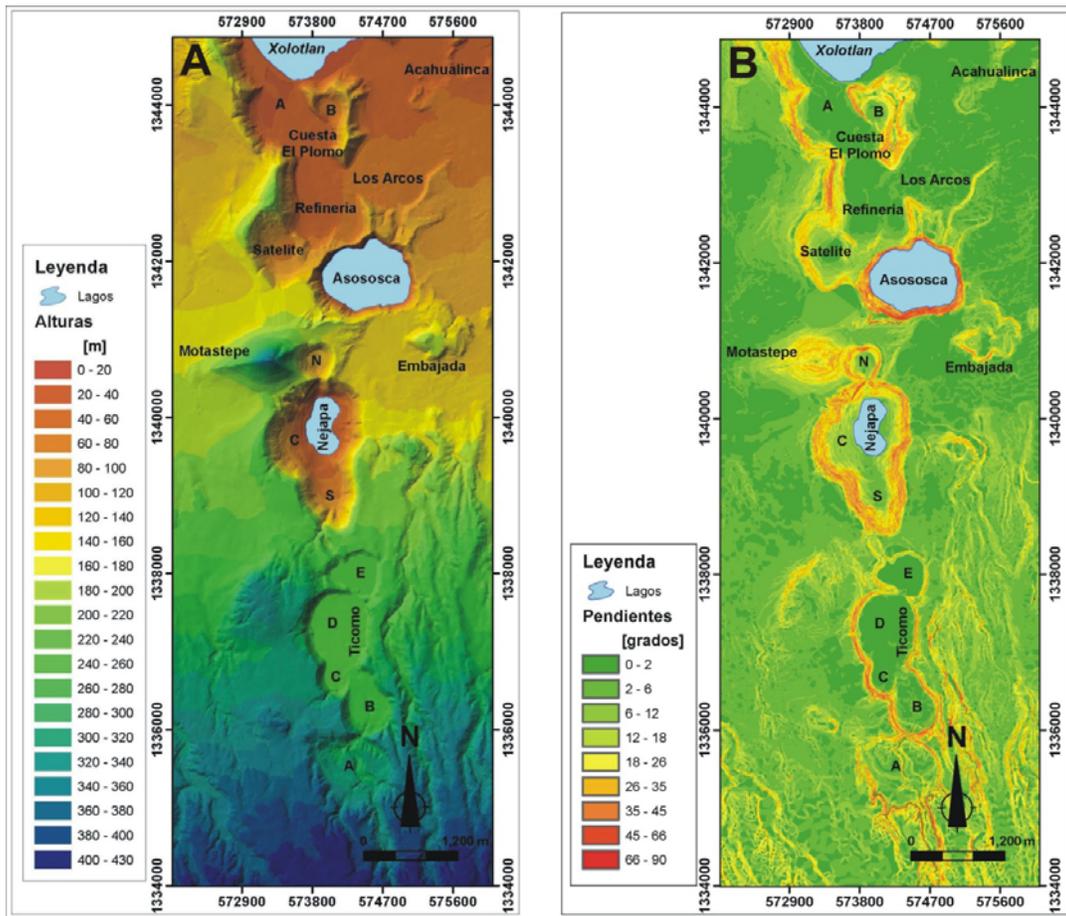


Figura 8. A) Modelo de Elevación Digital (TIN, generado a partir del mapa topográfico, con espaciamiento entre las curvas de 1-3 m) del Complejo Volcánico Ticomo, Nejapa, Asososca y Cuesta El plomo; el espaciamiento entre las alturas es de 20 m. B) Modelo de pendientes del complejo volcánico, en el que se representa el cambio de pendiente en grados.

En la zona predominan las pendientes suaves ($<6^\circ$), llegando a ser moderadamente abruptas (26 a 90°), a lo largo de la porción central de la zona de estudio (Figura 8.B). La mayoría de las estructuras volcánicas en la zona, se encuentran limitadas por planicies al oriente y occidente, donde el cambio de pendiente es poco evidente. La mayor parte de estas estructuras, ha sido erosionada y modificada antrópicamente. Los rasgos morfológicos de dichas estructuras, son reportados en la tabla 2, en donde se muestran los rasgos identificables en fotografías aéreas, mapas topográficos y modelos de elevación digital, calculados y generados por medio de los programas Autocad 2008 y Arc Map 9.0.

Tabla 2.
Rasgos morfológicos del campo volcánico Ticomo, Nejapa y Asososca.

Nombre	Pendientes Internas	Pendientes Externas	Forma	Orientación	Morfología
Ticomo(A)	$26^\circ - 66^\circ$	$2^\circ - 12^\circ$	Cráter Simétrico	Sin orientación	Maar
Ticomo(B)	$26^\circ - 90^\circ$	$2^\circ - 12^\circ$	Cráter Asimétrico	N-S	Maar
Ticomo(C)	$35^\circ - 90^\circ$	$2^\circ - 6^\circ$	Cráter Asimétrico	N-S	Maar
Ticomo(D)	$35^\circ - 90^\circ$	$2^\circ - 12^\circ$	Cráter Simétrico irregular (elipsoidal)	N-S	Maar
Ticomo(E)	$12^\circ - 26^\circ$	$2^\circ - 12^\circ$	Cráter Asimétrico	E-O	Maar
Nejapa(S)	$26^\circ - 90^\circ$	$< 6^\circ$	Cráter Asimétrico	N-S	Cicatriz de colapso
Nejapa(C)	$26^\circ - 90^\circ$	$< 6^\circ$	Cráter Simétrico irregular (elipsoidal)	NE-SO	Maar
Nejapa(N)	$26^\circ - 90^\circ$	$2^\circ - 12^\circ$	Cráter Asimétrico	NE-SO	Maar
Motastepe	---	$12^\circ - 35^\circ$	Cónico Simétrico irregular	E-O	Cono de escoria
Embajada	---	$6^\circ - 35^\circ$	Cónico Asimétrico	Sin orientación	Cono de escoria
Asososca	$35^\circ - 90^\circ$	$< 6^\circ$	Cráter Asimétrico	E-O	Maar
Satélite	$18^\circ - 45^\circ$	$6^\circ - 26^\circ$	Cráter Asimétrico	NO-SE	Cono de tobas
Refinería	$18^\circ - 66^\circ$	$6^\circ - 26^\circ$	Cráter Asimétrico	N-S	Cono de tobas
Cuesta El Plomo(A)	$18^\circ - 66^\circ$	$2^\circ - 18^\circ$	Cráter Asimétrico	NO-SE	Cono de tobas
Cuesta El Plomo(B)	$18^\circ - 35^\circ$	$12^\circ - 35^\circ$	Cráter Asimétrico	NE-SO	Cono de tobas
Los Arcos	$18^\circ - 26^\circ$	$< 6^\circ$	Cráter Simétrico	Sin orientación	Maar
Achualinca	$18^\circ - 26^\circ$	$< 2^\circ$	Cráter Asimétrico	Sin orientación	Maar

Se identificaron un total de 16 estructuras volcánicas de expresiones morfológicas bien definidas (Figuras 8.A y B; Tabla 2), de las cuales se reconocieron 15 cráteres con formas simétricas y asimétricas: Ticomo (A, B, C, D y E), Nejapa (S, C y N), Asososca,

Satélite, Refinería, Cuesta El Plomo (A y B), Los Arcos y Acahualinca; y dos formas cónicas simétricas e irregulares.

La estructura con la morfología mejor preservada del campo volcánico, es el Maar de Asososca con pendientes internas abruptas. Los cráteres de Ticomo y Nejapa, tienen una morfología moderadamente conservada, con pendientes internas verticales a semiverticales y pendientes externas moderadamente suaves. Los cráteres Satélite, Refinería, Cuesta El Plomo, Los Arcos y Acahualinca están truncados por coalescencia o por erosión; estas estructuras poco preservadas presentan pendientes internas semiverticales y pendientes externas escasamente abruptas.

De las 16 estructuras volcánicas identificadas, dos contienen lagos en su interior, por lo que se les puede clasificar como maares. Los maares reflejan el nivel freático, en la región que se encuentra 43 m en Nejapa (C), 34 m en Asososca a 34 msnm y a 36 m en el Lago Xolotlán.

El lago de Nejapa (C) cubre una superficie de 8.38 km^2 (Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales-INETER) y tiene un volumen de $593,741 \text{ m}^3$. Según estudios batimétricos de INETER, la profundidad de esta laguna no sobrepasa los 2.65 m. Este cráter ha sufrido intensa erosión y sedimentación en su interior, lo que ha reducido el área ocupada por el lago. De forma temporal, este lago se ha secado como ocurrió en marzo de 1993.

La superficie que cubre el lago de Asososca es de 0.7 km^2 , con un volumen de $44.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ (CEDEX-ENACAL, 1999). Según el estudio batimétrico de la CEDEX-ENACAL, (1999) se logró identificar una pared en forma de arco cóncavo hacia el W, en el sector central del lago, con una depresión de 45 m, que separa el fondo en dos partes: Al este, el fondo es plano, se encuentra a 55 m por debajo del nivel medio del mar y está levemente inclinado hacia el oeste, cubriendo un área de 0.23 km^2 . Al SW, el fondo presenta forma de “embudo”, está inclinado hacia el N y alcanza 18.35 m por debajo del nivel medio del mar (UNAN-EAM, 1978). Según la batimetría de dichos estudio y Pardo (2008), es probable que el lago de Asososca, esté ocupando el espacio formado por la coalescencia de dos cráteres.

En la Figura 8.A y B, se aprecia cómo los maares de Nejapa (S, C) y Asososca cortan la superficie topográfica preexistente. El cráter de estos maares se encuentra por debajo del terreno circundante, con pendientes internas que varían de 26° a 90°, Nejapa (S y C) y de 35° a 90° Asososca. Según el análisis morfológico y la información de trabajo de campo, Nejapa (S) está relacionado con una cicatriz de colapso, ocasionando la sedimentación del fondo en la parte sur de Nejapa (C); esta sedimentación se caracteriza por una morfología de terraza aluvial.

Los cráteres Ticomo (A, B, C, D y E) y Nejapa (N), también cortan la superficie topográfica preexistente. No contienen lagos y son relativamente poco profundos, debido a la sedimentación. Los cráteres de Ticomo, se encuentran limitados por coladas acumuladas en forma de lóbulos y túmulos, y disectadas por un drenaje casi paralelo a favor de la pendiente, razón por la cual las pendientes externas de estos cráteres varían de 2 a 12°. Las morfologías de lóbulos en forma de coladas, por lo general se concentran en la parte sur del área, hasta la parte sur de Nejapa; estas formas están relacionadas con depósitos de lahares, provenientes del Complejo Las Sierras, localizado en el límite sur del GM. Nejapa (N) ubicada en un alto topográfico, corta al Cono de escoria Motastepe en la parte este, en la cual se identifica una cicatriz de deslizamiento, que rellena el fondo del cráter con sedimentos; las pendientes externas de Nejapa (N) varían de 2 a 12°.

Entre los límites de los cráteres Nejapa y Asososca, se ubican los conos de escoria Motastepe y Embajada. Motastepe, de morfología cónica bien preservada, se caracteriza por presentar pendientes fuertes que varían de 12 a 35°, además de estar orientado casi E-W. Al este de Motastepe, se resaltan relieves en forma de coladas, que han sido cortados por Nejapa (N). El Cono de escoria Embajada, se caracteriza por presentar una forma irregular con pequeñas mesetas de lava. Según datos de campo, éste está relacionado con una estructura “*spatter cone*”.

Al norte se localizan los remanentes de cráteres adyacentes, que son cortados por Asososca, los cuales han sido denominados: Satélite, Refinería, Cuesta El Plomo (A y B). Estos cráteres se encuentran truncados en coalescencia (cráteres desportillados), erosionados, relativamente profundos y rellenos de sedimentos. Según su morfología, se han considerado como conos de toba. Otras estructuras que también han sido muy

afectadas por la erosión y sedimentación, son los remanentes de maar Los Arcos y Acahualinca localizadas al nor-orientado de la zona.

4.2.- Volumen.

Con base en el análisis morfológico y tomando en consideración el trabajo de Carn (2000), se determinó el volumen involucrado en la formación de los cráteres de explosión en la región. Este corresponde a una masa estimada de material lítico, excavado durante la erupción de alguno de los maares. El volumen se calcula con la siguiente fórmula:

$$V_M = \pi (D_v / 2)^2 p_v$$

Donde:

D_v ; diámetro del cráter bajo la superficie pre-eruptiva.

p_v ; profundidad del cráter bajo la superficie pre-eruptiva.

V_M ; estimación del volumen de material lítico excavado.

La figura 9, muestra los parámetros usados y algunas de las características comúnmente observadas en el campo.

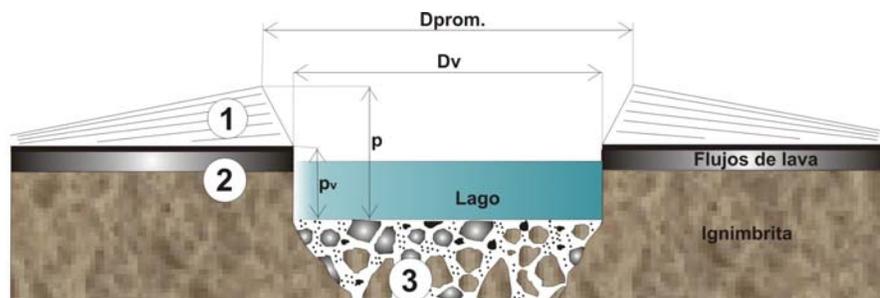


Figura 9. Diagrama esquemático de un típico maar (modificado de Carn, 2000). Dimensiones medidas desde el mapa topográfico, DEM resolución 3m y estimados desde el campo; $D_{prom.}$, diámetro promedio del cráter; D_v , diámetro del cráter bajo la superficie pre-eruptiva; p , profundidad total del cráter; y p_v , profundidad del cráter bajo la superficie pre-eruptiva. (1), depósitos del maar; (2), depósitos pre-existentes; (3), Diatrema del maar/brecha de explosión.

El cálculo es considerado solamente para aquellos maares con simetría casi circular y morfología de moderada a bien preservada, como es el caso de los maares: Ticomo (A, B, D y E), Nejapa (C y N) y Asososca. Las dimensiones de estos maares y volúmenes

estimados, son reportados en la tabla 3 (para la localización de las estructuras aquí mencionadas debe hacerse referencia a la figura 8.A; B). Las dimensiones de los maeres y parámetros usados en el cálculo de los volúmenes, fueron medidas directamente en los mapas topográficos, y modelos generados y calculadas con el uso de los programas Autocad 2008 y Arc Map 9.0.

Tabla 3.

Dimensiones y volumen de los maeres, campo volcánico Ticomo, Nejapa y Asososca. Las expresiones en la tabla: Dmax, Dmin y Dprom., corresponden al diámetro del cráter máximo, mínimo y promedio respectivamente; p, profundidad del cráter; Dv, diámetro del cráter bajo la superficie pre-eruptiva; pv, profundidad del cráter bajo la superficie pre-eruptiva; V_M, estimación de volumen de material lítico excavado.

Maar	Dmax (m)	Dmín (m)	Dprom.	p (m)	Dv	pv	V _M (10 ⁶ m ³)
Ticomo(A)	1,322	1,026	1,174	66	938	60	41.5
Ticomo(B)	976	778	877	92	756.5	58	26.1
Ticomo(D)	1,001	996	998.5	84	918	64	42.4
Ticomo(E)	765	665	715	28	618	8	2.4
Nejapa(C)	1,569	1,316	1,442.5	198	1,161.5	108	114.4
Nejapa(N)	560	504	532	64	451.5	57	9.1
Asososca	1,404	1,143	1,273.5	216	1,111.5	121	117.4

En la evaluación del volumen calculado, es necesario considerar, que en el área de estudio existe rápida erosión y crecimiento de vegetación, lo que hace que en los cálculos exista un error sustancial. Tal es el caso de las estructuras como Ticomo (A, B, D y E) poco preservadas y Nejapa (N y C) moderadamente preservadas, que han sufrido problemas de sedimentación. En la figura 8.B, se observa que al pie de la pendiente interna de los cráteres, dicha pendiente cambia suavemente, debido a deposición de materiales fluvial y coluvial (con pendientes <12°). Sin embargo, se puede hacer una estimación del volumen mínimo arrojado.

5.- GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL.

En este trabajo se realizaron 11 análisis químicos de roca total, en muestras de lava, escorias y pómez de diferentes depósitos del área de estudio (Tabla 4). En general, las rocas analizadas tienen un contenido de sílice que varía de 45.98 a 53.42 % en peso.

Tabla 4. Resultados de los análisis químicos de roca total del Campo Volcánico de Nejava.

Muestra % en peso	ISAB	FPC	TAT	TSP	TMo	TE	TH	LT-1	LT-2	LBT	LBT-N
Localidad	T1	A19	T11	P1	Mo1	A6	A4	T11	T11	N18	A8
Deposito	FI	FI	CE	CE	CE	CE	CE	CL	CL	CF	CL
Tipo de roca	pómez	pómez	escoria	escoria	escoria	escoria	Escoria	lava	lava	lava	lava
Edad (años AP)	~34, 000	~8, 200	~6, 400	~18,500	7,295 +215/- 210	~27,000	~7, 400	~32,000	~32,000	~10,000	~10, 000
Lat. N	1335922	1342159	1337239	1339594	1341072	1341585	1341621	1337239	1337239	1340313	1342441
Long. W	574451	574420	573722	574964	573009	575318	573630	573722	573722	573687	574677
SiO ₂	49.06	48.43	49.63	47.86	48.12	47.14	45.98	53.03	53.42	49.27	46.49
Al ₂ O ₃	15.66	13.76	16.21	17.99	16.86	17.98	15.09	15.04	14.86	18.10	15.11
Fe ₂ O ₃ *	12.17	10.47	11.02	12.06	10.70	11.90	12.65	11.03	10.94	10.42	11.10
MnO	0.19	0.19	0.18	0.21	0.18	0.20	0.20	0.17	0.16	0.18	0.18
MgO	3.50	3.40	6.96	6.15	8.44	6.31	10.75	6.16	6.12	6.57	10.14
CaO	7.76	7.14	12.06	12.32	12.56	12.01	10.63	8.48	8.49	12.52	14.71
Na ₂ O	2.17	1.85	2.05	1.94	1.72	2.00	2.05	2.93	3.00	2.17	1.54
K ₂ O	1.34	1.26	0.44	0.38	0.46	0.26	0.15	0.49	0.44	0.52	0.25
TiO ₂	0.95	0.98	1.04	0.73	0.66	0.77	1.08	1.88	1.89	0.85	0.65
P ₂ O ₃	0.21	0.29	0.16	0.10	0.13	0.10	0.09	0.22	0.21	0.13	0.11
LOI	6.17	11.15	0.02	0.33	0.45	0.14	0.17	0.23	0.16	0.05	0.51
Total	99.18	98.92	99.75	99.41	99.37	98.53	98.84	99.18	99.37	100.70	99.78
Ppm											
S	0.016	0.025	0.009	0.001	0.002	0.009	0.007	0.004	0.005	0.003	0.011
Sc	31.1	25.1	36.2	41.6	45.4	38.4	31.8	23.3	23.6	36.6	49.8
V	316	232	290	346	302	371	223	210	211	281	303
Cr	18.1	15.4	168	26.9	302	21.3	378	332	309	37.8	234
Ni	11	10	60	12	62	23	183	133	128	28	83
Co	32.3	27.2	41.4	46.1	45.1	46.6	57.2	37.8	36.8	40.7	56.2
Cu	161	191	128	57	106	211	117	125	116	163	94
Zn	87	94	73	72	75	72	77	98	95	71	54
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Rb	20	30	<10	<10	20	<10	<10	<10	<10	20	<10
Sr	650	331	412	416	382	408	265	320	319	403	383
Y	21	23	17	14	12	14	19	23	22	14	12
Zr	65	104	59	33	34	29	43	112	114	52	29
Cs	0.9	0.6	<0.2	<0.2	0.5	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2
Ba	754	1216	249	389	283	340	88	301	288	322	187
La	7.68	12.7	5.06	4.53	5.16	3.39	2.74	5.3	5.25	5.38	3.97
Ce	17	27	12	10	11	8	9	15	15	12	9
Nd	11	15	10	6	8	5	7	13	12	8	6
Sm	3.2	3.83	2.88	2.14	2.23	1.66	2.3	4.49	4.13	2.25	1.71
Eu	1.12	1.45	1.04	0.89	0.84	0.73	0.92	1.61	1.75	0.93	0.66
Tb	0.6	0.8	0.6	0.4	0.4	0.4	0.5	0.8	0.7	0.3	0.4
Yb	2.44	2.81	1.58	1.57	1.31	1.27	1.68	1.92	1.76	1.42	1.13
Lu	0.38	0.42	0.24	0.27	0.22	0.19	0.26	0.29	0.28	0.24	0.17
Hf	2	3	1.6	1	1.1	0.9	1.1	2.9	2.8	1.6	0.8
Ta	0.8	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	0.7	0.6	<0.3	<0.3
Th	1.1	2	0.3	0.7	0.6	0.4	<0.1	0.6	0.6	0.6	0.3
U	0.4	1.9	<0.1	<0.1	0.6	0.3	<0.1	0.4	0.3	<0.1	<0.1
Pb	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5

Estos análisis se realizaron en Activation Laboratories LTD, Canadá, con el método de ICP (Inductively coupled plasma) para elementos mayores y algunos traza e INAA (Instrumental neutrón activation analysis) para el resto de los elementos traza y tierras raras. La edad de la MoT, fue determinada por medio de C-14 y el resto de muestras estimadas en base a la correlación y distribución en el tiempo.

Recalculando los elementos mayores al 100 % en base anhidra y utilizando el diagrama de clasificación de TAS (“Total Álcali Silica”, de Le Bas et al., 1986), las escorias TAT, TSP, TMO, TH y TE, así como las lavas LBT y LBT-N, de las estructuras: Altos de Ticomo, San Patricio, Motastepe, El Hormigón y La Embajada, caen en el campo de los basaltos. La pómez de la Ignimbrita Soldada, los flujos de cenizas (ISAB y FPC) y las lavas de Ticomo (LT-1 y LT-2), son más evolucionadas y tienen composición andesítico-basáltica (Fig. 10.A). Sin embargo, todas las rocas del Campo Volcánico Nejapa objeto de este estudio, presentan contenidos de sílice menores, con respecto a otros volcanes de la región como por ejemplo Apoyo, Masaya y Apoyeque, cuyos productos tienen composiciones dacíticas y riolíticas. Independientemente del contenido de SiO_2 , todas las muestras analizadas presentan afinidad sub-alcalina, ya que se ubican por debajo de la línea de Irvine y Baragar (1971), en el diagrama $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs. SiO_2 (Figura 10.B). Por otro lado el enriquecimiento en FeO^* , que las muestras presentan durante la evolución magmática, hace que estas rocas volcánicas tengan afinidad Toleiítica en el diagrama Álcalis – Hierro – Magnesio (AFM) (Figura 10.C). Finalmente, utilizando la relación de K_2O vs. SiO_2 , de Gill (1981), se puede concluir que todos los basaltos caen en la línea que divide, los productos de bajo y medio potasio. Sin embargo, las muestras provenientes de las ignimbrita y flujos de ceniza (ISAB y FPC), están ligeramente enriquecidas en K_2O (Figura 11).

Al graficar los elementos mayores de todas las muestras en los diagramas binarios, se pueden apreciar algunas tendencias generales, aunque los datos presenten una marcada dispersión (Figura 10.B). En general, los CaO y MgO disminuyen su concentración, al aumentar el contenido de SiO_2 con la evolución magmática. Estas características, podrían relacionarse con el fraccionamiento de minerales máficos como olivino y piroxeno. También el Al_2O_3 tiene un comportamiento similar, aunque las dos muestras con menor contenido de SiO_2 , caen afuera del arreglo general. La disminución del aluminio, podría estar relacionada con la cristalización del feldespato (ej., plagioclasas).

Por otra parte, TiO_2 , Na_2O y K_2O , presentan un incremento muy ligero con respecto al contenido de sílice, lo que indica la formación de fases cristalinas, que empobrecieron al líquido residual en estos elementos (ej., feldespato sódico y Ti-magnetita).

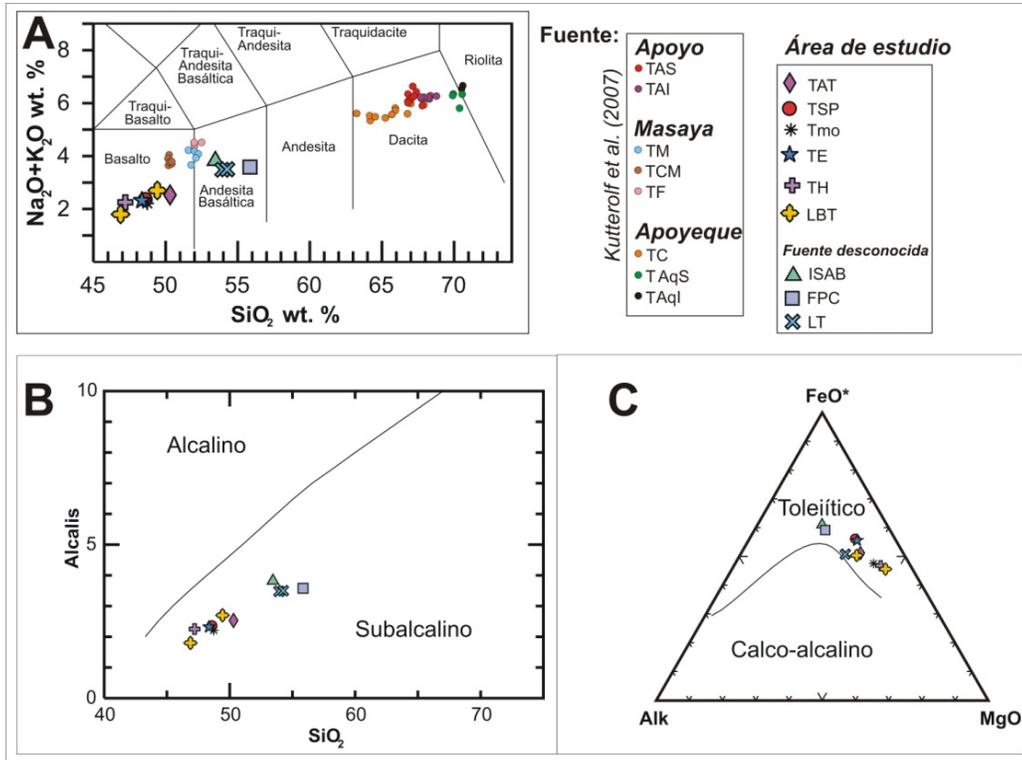


Figura 10. A) Diagrama de clasificación de TAS (Total álcalis vs. sílice por Le Bas et al., 1986) de los datos de la tabla 4, normalizados al 100 %, en base anhidra. Se incluyen datos reportados por Kutterolf et al. (2007) y los de este trabajo. B) Diagrama Álcalis vs. Sílice. C) Diagrama Álcalis – Hierro – Magnesio (AFM) de Irvine y Baragar (1971). Clave de Fuentes: TAS, Tefra Apoyo Superior; TAI, Tefra Apoyo Inferior; TM, Toba Masaya; TCM, Triple Capa Masaya; TF, Tefra Fontana; TC, Tefra Chiltepe; TAqS, Tefra Apoyeque Superior; TAqI, Tefra Apoyeque Inferior; TAT, Tefra Altos de Ticomo; TSP, Tefra San Patricio; TMO, Tefra Motastepe; TE, Tefra La Embajada; TH, Tefra El Hormigón; LBT, Lavas Batahola; ISAB, Ignimbrita Soldada Las Sierras; FPC, Flujos Piroclásticos de ceniza; LT, Lavas Ticomo.

Otra característica importante de estas rocas volcánicas, es su elevado contenido de MgO, lo que permite hacer algunas consideraciones sobre los procesos genéticos, que ocurren en el manto. Los magmas producidos en la parte superior del manto, se estacionan a diferentes niveles dentro de la corteza, lo que favorece procesos de evolución como la cristalización fraccionada y contaminación cortical (ej., DePaolo, 1981). En el caso de los productos analizados, estos magmas poco evolucionados, podrían relacionarse con la presencia de fracturas corticales profundas, y con una elevada producción magmática (ej., Hansen y Nielsen, 1999). También con la presencia de corteza continental relativamente delgada, como lo postularon Carr et al. (2003).

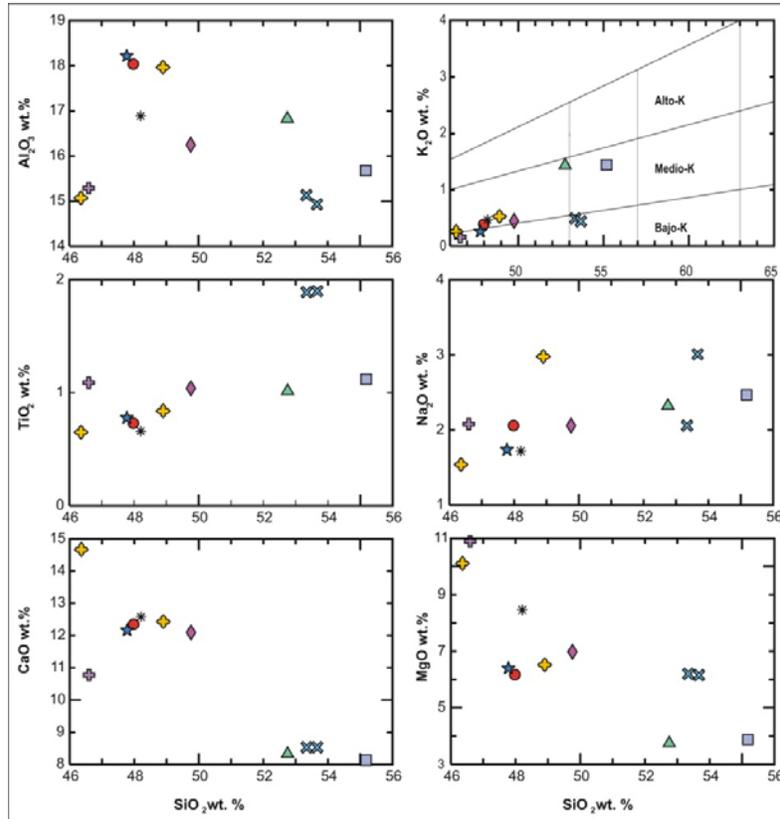


Figura 11. Diagrama de variación Harker (elementos mayores vs. sílice). El diagrama de K_2O vs. SiO_2 fue modificado del presentado por Gill (1981), usando la subdivisiones de Le Maitre et al. (1989).

Como se observa en el diagrama de los patrones de los elementos incompatibles normalizado a los valores de manto primordial (diagrama de araña) (Figura 12.A), las muestras analizadas en este trabajo, comparadas con la composición de rocas generadas en otros volcanes de Nicaragua, es claro que son muy similares a éstas, ya que están enriquecidas con los elementos más incompatibles (ej., los de radio iónico grande como Cs, Rb y Ba), con respecto a los de alto potencial iónico como Ta, Zr, Hf y Ti. El empobrecimiento en estos últimos elementos (denominados también como “*High Field Strength Elements*” - HFSE), es típico de productos magmáticos de ambiente de subducción, situación geodinámica que se corrobora con las proporciones de Zr/Y vs. Zr de Pearce y Norry, (1979) y de V vs. $Ti/100$ de Shervais (1982) (ver Velasco-Tapia y Verma, 2001) (Figura 13.A y B). Sin embargo, en el caso de los magmas más evolucionados, se observa una aparente afinidad intraplaca, lo que sugiere que estos magmas, evolucionaron a una menor profundidad, contaminándose ligeramente con rocas de la corteza.

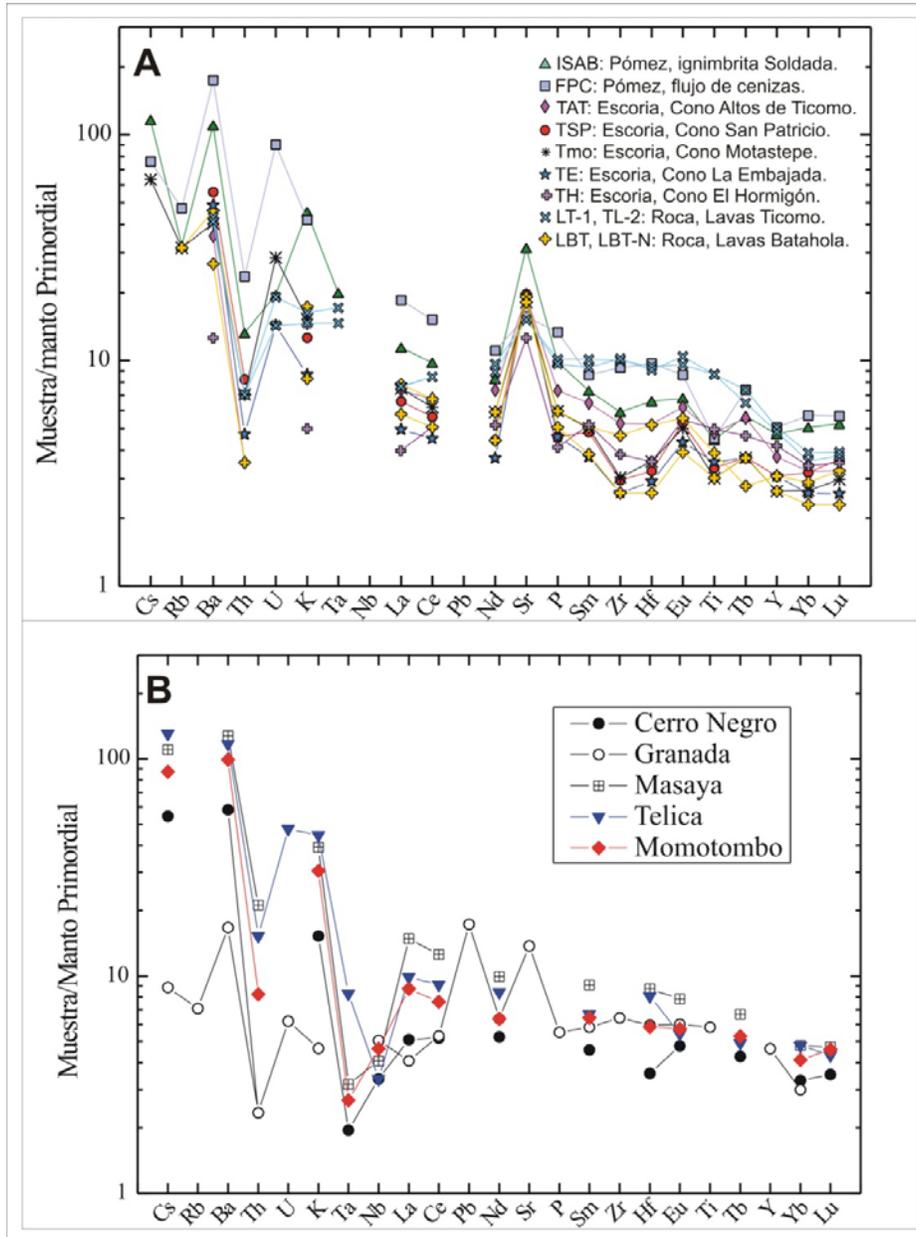


Figura 12. A) Diagrama multielementos normalizado con el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), para magmas máficos, usando datos de la tabla 4. B) Magmas máficos de los Volcanes Cerro Negro, Granada, Masaya, Telica y Momotombo de: Carr et al., 1990 y 2003, Chan et al., 1999, Rüpke et al., 2002.

Por otro lado, Carr et al. (2003), propusieron una clasificación de los productos magmáticos del frente volcánico, con base en el contenido de titanio: magmas alto-TiO₂ (1.15-1.5 % en peso) y bajo-TiO₂ (0.7–0.9 % en peso). Siguiendo esta clasificación, los conos de escoria y lavas del segmento sur y central de la Falla Nejapa (mencionados en este trabajo), caerían en el campo de los basaltos con un contenido de bajo-TiO₂.

Otra particularidad importante que presentan los magmas estudiados, es su afinidad toleítica (Figura 10.C). Generalmente, los magmas generados en los ambiente de convergencia, presentan afinidad calco-alkalina (ej., Iwamori, 1998), aunque en ocasiones los productos de arcos inmaduros o, más bien, del frente volcánico, pueden presentar afinidad toleítica (ej., Wilson, 1989). Por último, hay que notar que los magmas analizados, tienen relaciones $(Ba/La)_N$ (es decir, normalizados a los valores condríticos de Sun y McDonough, 1989), bastante variables y entre 1.53 y 4.77. Como lo reportaron con anterioridad (Carr et al., 1990), los valores de $(Ba/La)_N$ mayores de ~ 1.5 , son raros en los magmas de América Central y podrían estar relacionados con la presencia de abundantes fluidos, provenientes de la placa de Cocos, en la cuña del manto en donde se generan los magmas (Figura 13.C).

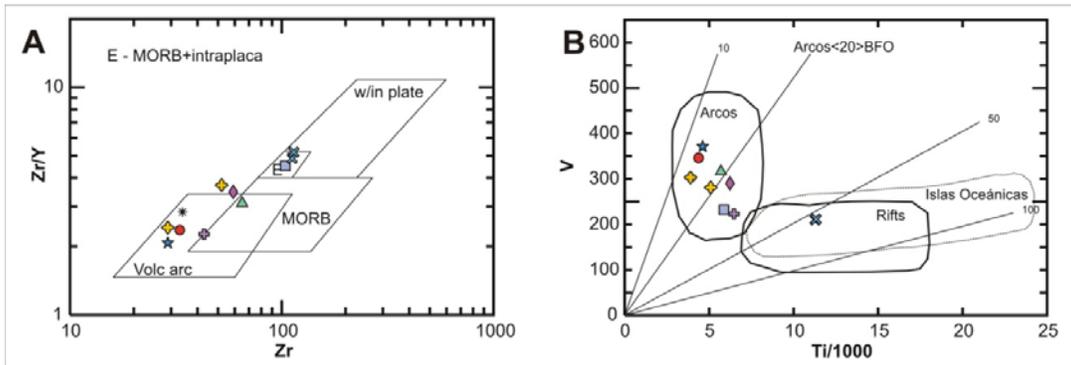


Figura 13. A) Diagrama de discriminación Zr/Y – Zr de Pearce y Norry, (1979) para magmas máficos. B) Diagrama de discriminación V vs. Ti/100 para los magmas máficos; se incluyen las líneas de discriminación $(V/Ti) \times 1000 = 20$, propuestas por Shervais (1982) y los campos de discriminación planteados por Verma (2000). Basaltos de fondo oceánico.

6.- ESTRATIGRAFIA DEL OCCIDENTE DE MANAGUA.

Los primeros estudios geológicos relacionados con la estratigrafía del GM y sus márgenes estructurales, fueron realizados por diversos investigadores (McBirney y Williams, 1965; Kuant, 1971; Bice, 1985; Sussman, 1985; Girard y van Wyk de Vries, 2005; Pérez y Freundt, 2006; Wehrmann et al., 2006; Kutterolf et al., 2007). La mayoría de las investigaciones, se enfocaron a la identificación de depósitos de caída de tefra y sus fuentes de emisión, principalmente producidas por los volcanes: Caldera Apoyo, Caldera Masaya y el Complejo Volcánico Chiltepe. Sin embargo, existen pocos trabajos detallados sobre la estratigrafía volcánica al occidente de Managua, a lo largo de la Falla Nejapa, como los realizados por Pardo et al. (2008) y Pardo et al. (2009). Estos trabajos se enfocaron en la estratigrafía y evolución del Maar Asososca que dichos autores la consideraron, como la erupción más joven a lo largo de la Falla Nejapa. En esta investigación, se presenta la estratigrafía e historia eruptiva del occidente de Managua, a lo largo del segmento sur y central de la Falla Nejapa con un mapa geológico base y la secuencia de las diferentes erupciones ocurridas.

El mapa geológico (Figura 14), se realizó con base en fotografías aéreas escala 1:40,000 y cartas topográficas escala 1: 8,000 (con espaciamiento entre las curvas, 1-3 m). A partir de este material, se realizó un modelo de sombras, en el que se ubicaron y delimitaron todas las estructuras. La descripción de los depósitos se basa en las observaciones efectuadas en campo principalmente y las descripciones de trabajos anteriores, que se detallan a continuación.

El mapa geológico comprende un perímetro de $\sim 74.5 \text{ km}^2$ que incluye la ubicación de los 19 volcanes monogenéticos (conos de tobas, maar, y conos de escoria) y la distribución de sus depósitos. Las formas volcánicas tipo maar (Asososca, Nejapa y Ticomo), son las estructuras mejor preservadas, las cuales están expuestas a 80 m (110 msnm) por encima del nivel del lago Xolotlán cuyo nivel freático tiene 30 msnm. Por el contrario, las estructuras menos preservadas (conos de tobas coalescentes: Satélite, Refinería, Cuesta El Plomo A y B), están expuestas a elevaciones más bajas, entre 30 y 110 msnm. Los conos de escoria (Altos de Ticomo, San Patricio, Motastepe, Hormigón y Embajada), se ubican arriba de 100 msnm y los únicos que tienen una morfología bien preservada, son

Motastepe y Embajada. Los conos Hormigón, San Patricio y Altos de Ticomó, están cubiertos parcialmente por depósitos de flujos de detritos, provenientes de la parte alta del Complejo Las Sierras.

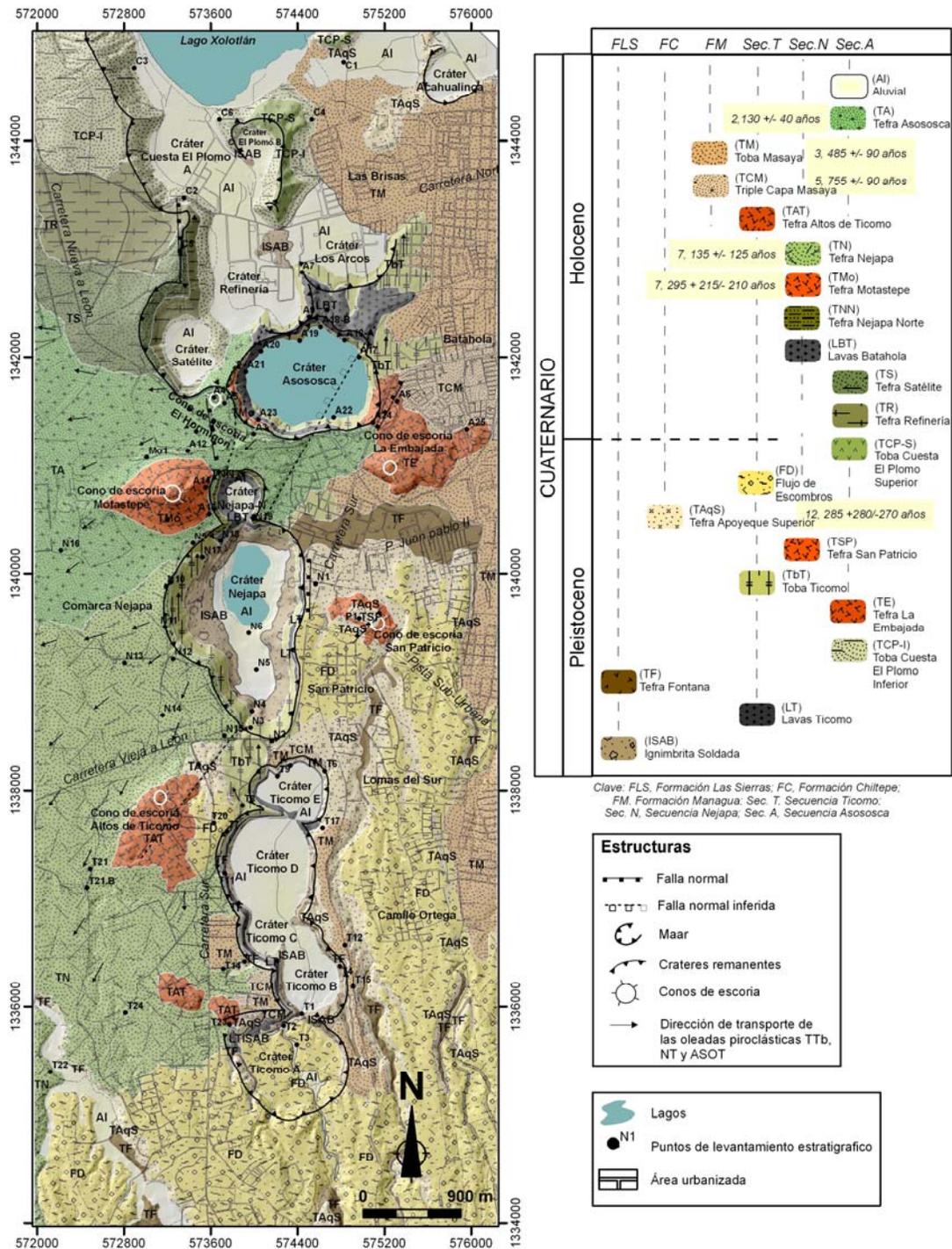


Figura 14. Mapa geológico porción central y sur del Campo Volcánico Nejapa y alrededores, en el que se indican los 19 aparatos volcánicos que lo componen.

La secuencia volcánica y epiclástica, fue documentada mediante la observación geomorfológica y la elaboración de 40 secciones estratigráficas, observación de 36 puntos de control, y 20 fechamientos de radiocarbono de 19 paleosuelos y un fragmento de carbón (Figura 15).

El registro tefroestratigráfico en la zona de estudio (Figura 16), se dividió de manera general en tres formaciones: Las Sierras, Chiltepe y Managua (Kutterolf et al., 2007) y la secuencia del occidente de Managua: Ticomo, Nejapa y Asososca. En el área de investigación, la Formación Las Sierras, está conformada por las unidades Ignimbrita y Tefra Fontana; la Formación Chiltepe, por la Tefra Apoyeque Superior y Tefra Chiltepe y la Formación Managua, por la Tefra Apoyo Superior, Triple Capa Masaya y la Toba Masaya. La Secuencia Ticomo está formada por: las Lavas Ticomo, Toba Ticomo y la Tefra Altos de Ticomo; Nejapa por las unidades: Tefra San Patricio, Lavas Batahola, Tefra Nejapa-Norte, Tefra Motastepe y Tefra Nejapa y Asososca por las unidades Cuesta El Plomo, Tefra La Embajada, Tefra Refinería, Tefra Satélite, Flujos Piroclásticos de Ceniza, Tefra El Hormigón y Tefra Asososca. A continuación se describen todas estas unidades:

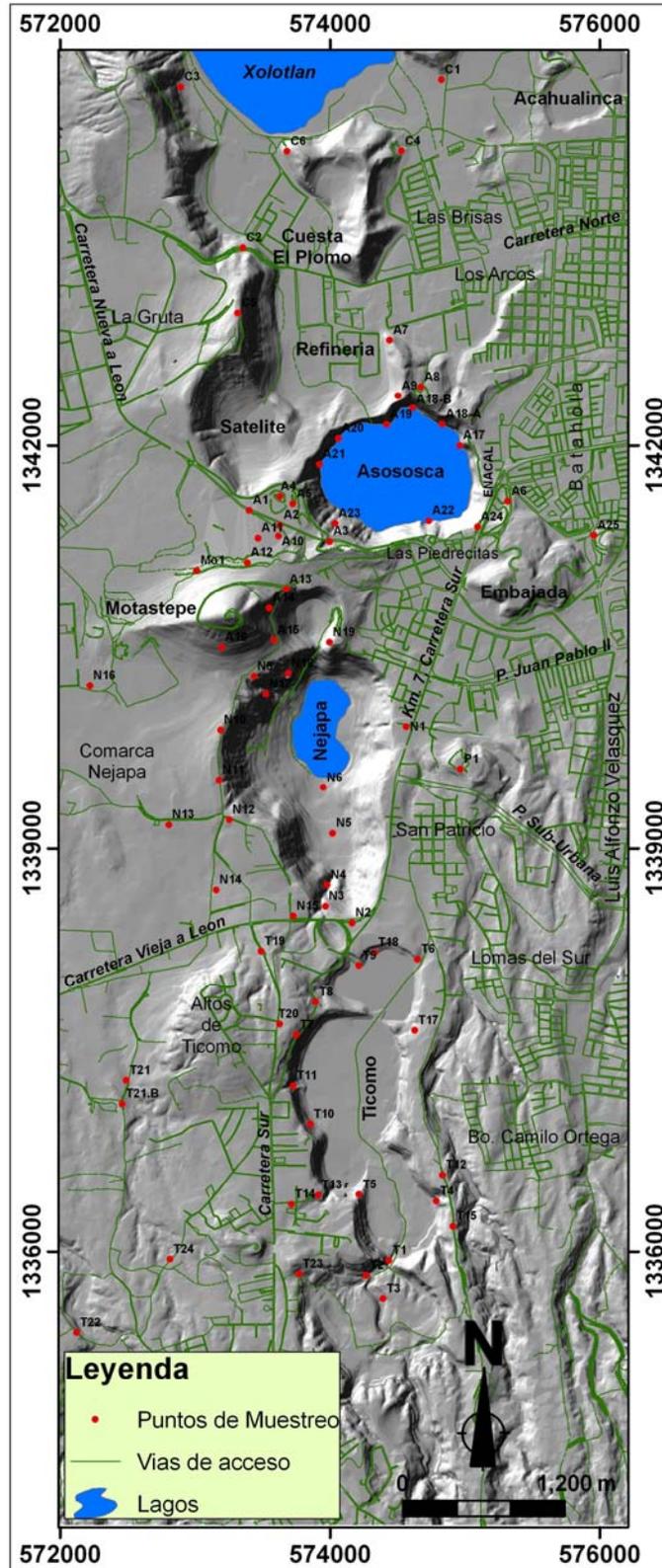


Figura 15. Modelo sombreado que muestra la porción central y sur del Campo Volcánico Nejapa y con los sitios de muestreo referidos en este trabajo.

Edades C-14(años AP)	Unidad	Tipo de depósito	Características, fuente y distribución
	Holoceno		
2,130+/-40	Tefra Asososca	Oleadas Piroclásticas	Sucesion de capas, cone estructura masiva, plano paralela y dunas, constituida de bloques, lapilli y ceniza gruesa; Maar Asososca; zona central-oeste.
3,485+/-90	Toba Masaya	Caída de cenizas	Ceniza masiva, endurecida de color amarillento, ; Caldera Masaya; en toda el área.
4,090+110/-105	Tefra Chiltepe	Caída de pómez	Fragmentos de pómez tamaño lapilli y ceniza, generalmente se encuentra formando lentes; Volcán Apoyeque; en toda el área.
5,755 +/-90	Triple Capa Masaya	Oleadas Piroclásticas	Lapilli y ceniza interestratificada; Caldera Masaya; en toda el área.
	Tefra A-Ticomo	Caída de escorias	Secuencia de capas de caídas de escoria de composición basáltica; Cono de escorias Altos de Ticomo; sureste de la zona.
7,135+/-125	Tefra Nejapa	Oleadas Piroclásticas	Sucesion de capas, con estructura masiva, plano paralela y dunas, conformada de fragmentos de lava andesitas-basalticas, ignimbritas, lapilli y ceniza; Maar Nejapa; zona central-suroeste.
7,295+215/-210	Tefra Motastepe	Caída de escorias	Sucesión de capas de escoria juvenil tamaño lapilli, buena selección, grano soportado; Cono de escoria Motastepe; zona central.
	Tefra El Hormigón	Caída de escorias	Bombas aglutinadas de composición basáltica, escoria juvenil tamaño lapilli; Cono de escoria El Hormigón; zona central.
	Tefra Nejapa-N	Oleadas Piroclásticas	Secesión de 6 capas de bloques basálticos-ignimbriticos, lapilli gruesa y ceniza; Maar Nejapa Norte; zona central-oeste.
	Lavas Batahola	Coladas de lavas	Lava masiva de composición basaltica; pre-Motastepe; zona central-norte.
	Flujo Piroclástico de Ceniza	Flujo Piroclástico	Estructura masiva, con fragmentos de pómez amarilla y líticos tamaño lapilli, soportado por ceniza; fuente desconocida; zona central.
	Tefra Satélite	Oleadas Piroclásticas	Lapilli soportado por una matriz de ceniza interestratificada con ceniza endurecida y lapilli accrecional; Cono de tobas Satélite; al noroeste.
9,380+280/-270****	Tefra Refineria	Oleadas Piroclásticas	Ceniza interestratificada, conformada por una secuencia de caídas de escoria, ceniza y lapilli accrecional; Cono de tobas Refineria; al noroeste.
	Tefra Cuesta El Plomo-S	Oleadas Piroclásticas	Constituido de lapilli medio a ceniza, con estructura masiva hacia la base y estructura plano paralelas en la porción superior; complejo de conos de tobas Cuesta El Plomo; al norte del área.
12,285 +280/-270	Tefra Apoyeque Superior	Caída de pómez	De gradación inversa, fragmentos subangulares y grano soportado; Volcán Apoyeque; en toda el área.
	Tefra San Patricio	Caída de escorias	Secuencia de tres paquetes de caídas de escorias rojas: lavas y bombas aglutinadas, escoria masiva, y una secuencia de 72 capas de caídas con gradación normal; Cono de escorias San Patricio; zona central-oriental.
24,650+/-120**	Tefra Apoyo Superior	Caída de pómez	Estructura masiva, con fragmentos angulosos, tamaño ceniza media; Volcán Apoyo; al sur de la región.
	Toba Ticomo	Oleadas Piroclásticas	Paquete consolidado, de cinco capas superpuestas y estratificación tabular; complejo Ticomo; al sur y centro de la zona.
	Tefra Embajada	Caída de escorias	Paquete de 20 capas de escoria juvenil y coladas de lavas basálticas en la base; Cono de escoria La Embajada; porción central.
	Tefra Cuesta El Plomo-I	Oleadas Piroclásticas	Estructura masiva, color gris oscuro, endurecida, conformada de ceniza; del complejo de conos de tobas Cuesta El Plomo; al norte.
	Pleistoceno		
~30,000***	Tefra Fontana	Caída de escorias	Paquete de seis horizontes de caída de escorias, intercalados con ceniza; provenientes de la Caldera Masaya; al sur y centro del área.
	Lavas Ticomo	Coladas de lavas	Tres flujos masivos de lava de composición andesita basáltica; fuente des conocida; al sur de la región.
~34,000**	Ignimbritas	Flujo ignimbritico	Ignimbrita masiva con fragmentos de pómez de composición andesita basáltica; fuente desconocida en las laderas internas de la mayoría de los cráteres.

***Wehrmann et al. (2006)
 **Kutterolf et al. (2007)
 ****Pardo et al. (2008)
 ■ Paleosuelo o Flujo de escombros

Figura 16. Sección estratigráfica compuesta de la porción central y sur del Campo Volcánico Nejapa y sus alrededores. Las edades resaltadas en negrita, corresponde a fechas obtenidas en este trabajo. En el texto se describen los depósitos y se detallan los fechamientos por radiocarbono (Tabla 1).

6.1.- Formación Las Sierras.

6.1.1.- Unidad Ignimbrita Soldada Andesita Basáltica (ISAB)

El basamento en la zona está representado por una Ignimbrita soldada, perteneciente a la porción superior de la Formación Las Sierras (Mc Birney y Williams, 1965; Kuant, 1971; Bice, 1985; Kutterolf et al., 2007). La Formación Las Sierras, no ha sido estudiada aún a detalle y su fuente es desconocida. Según Kuant (1971), esta formación consiste principalmente en tobas y flujos de lodo de composición basáltica. De acuerdo a Girard y van Wyk de Vries (2005), Las Sierras constan de un campo ignimbrítico de composición basáltica a intermedia. Bice (1985) define, que estas ignimbritas conforman el basamento cubierto, por todos los depósitos piroclásticos de caída en toda la región de Managua (Secuencia Managua; Bice, 1985).

En el área de estudio la ignimbritas soldada, aflora en las laderas internas de los cráteres de la zona. Esta unidad está expuesta al sur y al este de Ticomó (Figura 17). Al oeste, aparece en contacto directo, por debajo de las Lavas Ticomó (ver descripción en páginas siguientes). En la ladera sur de Nejapa, aflora por debajo de sedimentos aluviales provenientes de la parte alta de la región. Al oeste de Nejapa infrayace, en contacto directo, con la Tefra Fontana (ver descripción en la página siguiente) y al este de Nejapa, se encuentra por debajo de las Lavas Ticomó (Figura 18). En algunos puntos en las laderas internas, de los cráteres Cuesta El Plomo, la ignimbrita está expuesta por debajo de los depósitos de oleadas piroclásticas, pertenecientes a estos cráteres.

El espesor de este depósito fue difícil de determinar, ya que no se observó su base. Al sur de Ticomó, en donde está mayormente expuesta, la ignimbrita tiene un espesor mínimo estimado de 30 m; sin embargo, Kuant (1971) reportó un espesor de 60 m. La ignimbrita es masiva, consiste en fragmentos angulares de lava y pómez subredondeada, inmersos en una matriz de ceniza fina. Los fragmentos de lava son de dos tipos: lavas de color gris, porfiríticos con bajo contenido de fenocristales de piroxeno; y lavas de color gris claro, porfiríticos, con fenocristales de plagioclasa, anfíboles, feldespatos potásicos y minerales opacos. Los fragmentos de pómez son de color gris oscuro y vesiculares de composición andesítica basáltica (49.06 wt. % SiO₂). Según Kuant (1971), la Formación Las Sierras

tiene una edad Plio-Pleistoceno; y Kutterolf et al. (2007) reportaron una edad de 34 mil años, por medio del fechamiento de un fragmento de carbón, tomado en esta unidad en la localidad La Boquita Cázares, al oeste de Diriamba.

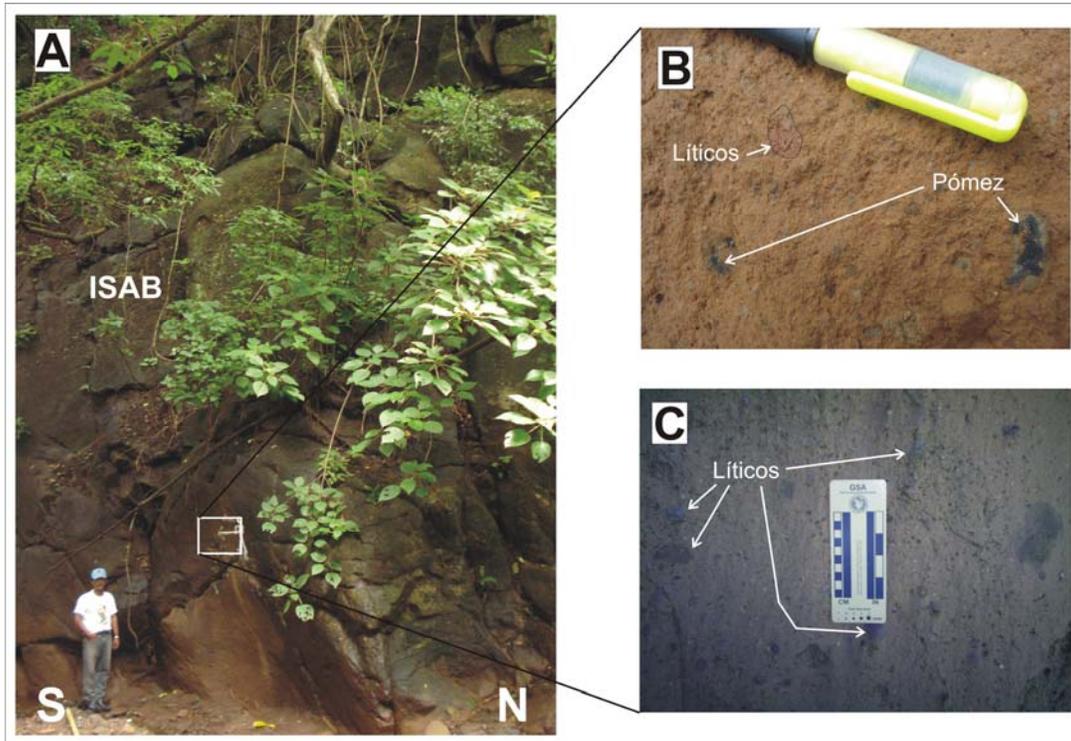


Figura 17. A) Unidad de ignimbrita soldada (ISAB) expuesta en la pared sur dentro del cráter Timoco. En B y C se detalla la textura de este depósito, con fragmentos de pómez gris y líticos soportados por una matriz rica en ceniza.

6.1.2.- Unidad Tefra Fontana (TF)

Esta unidad fue descrita por Bice (1985) como Capa Lapilli Masaya y por Wehrmann et al. (2006) como Tefra Fontana, que es el nombre que se utiliza en este trabajo. La TF, representa la unidad más antigua registrada en el área proveniente de la Caldera Masaya, aunque Wehrmann et al. (2006) interpretaron que la fuente de este depósito, se localiza algunos kilómetros al noroeste de la Caldera Masaya. Kutterolf et al. (2007), concluyeron que la Tefra Fontana representa el límite superior de la Formación Las Sierras. Las isopacas de la TF tienen una distribución hacia el noroeste (Bice, 1985; Wehrmann et al., 2006), por lo que fue usada como estrato guía.

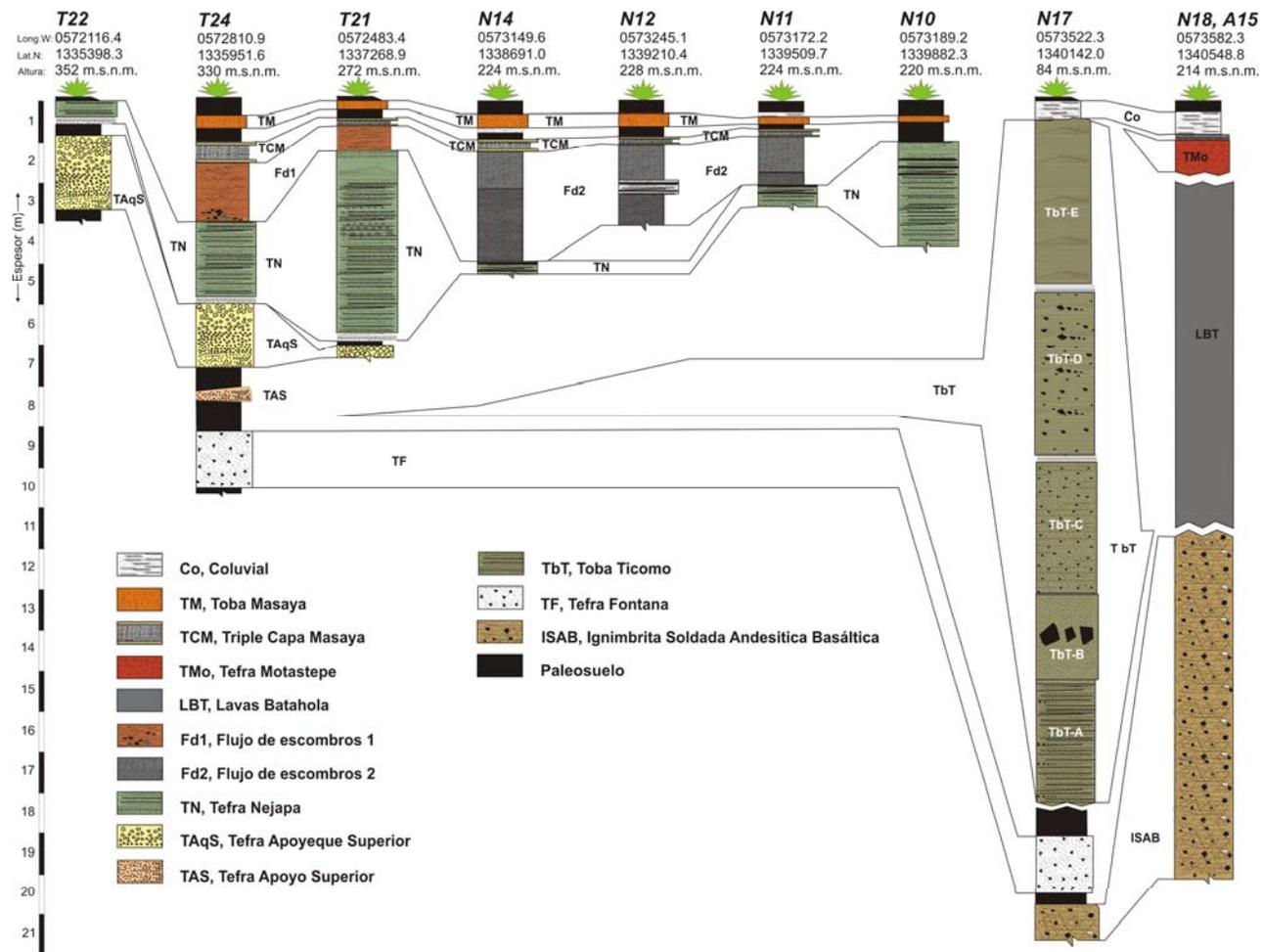


Figura 18. Correlación estratigráfica de los depósitos observados al occidente de Ticomo y Nejapa. La ubicación de las secciones se muestra en la figura 15.

En el área de estudio, la TF aflora en la porción sur y central. Está expuesta en las laderas internas al suroeste de Ticomo (Figura 19), por encima de las Lavas Ticomo y por debajo de un horizonte de paleosuelo compuesto por escorias grises y líticos de lava, tamaño lapilli medio a fino. Al oeste de Ticomo, la TF, con desarrollo de un paleosuelo infrayace a la Tefra Apoyo Superior en contacto erosivo (ver descripción en paginas siguientes). En Nejapa, la TF aparece en la ladera interna en contacto neto, por encima de las Lavas Ticomo e infrayace en contacto erosivo a la Tefra Apoyeque Superior (Ver descripción en la página siguiente). También, aflora en la ladera interna oeste de Nejapa, suprayaciendo en contacto directo a las Ignimbritas de Las Sierras (Figura 18) y por debajo en contacto erosivo con la Toba Ticomo (ver descripción en páginas posteriores).

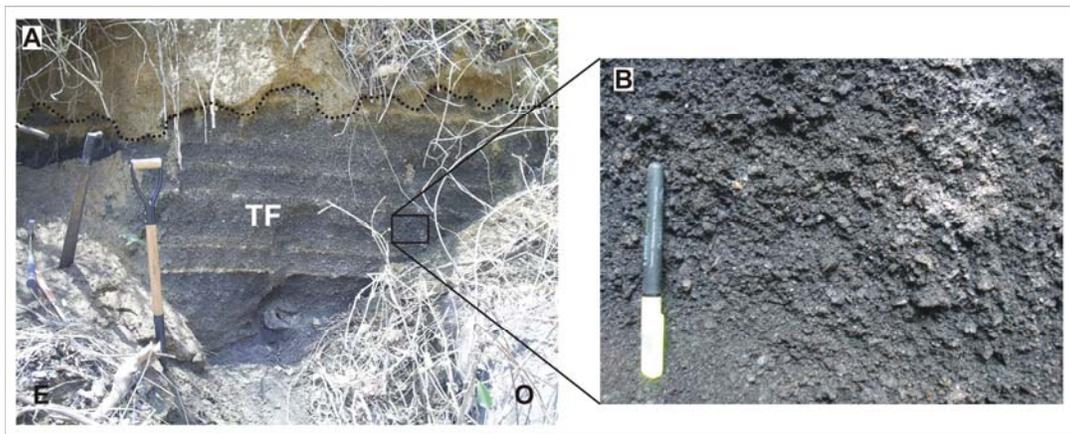


Figura 19. A) La Tefra Fontana (TF) consiste de seis horizontes de escoria, que afloran al sur de Ticomo (sección T11). B) Detalle de uno de los horizontes caracterizado por fragmentos de escoria tamaño lapilli, grano soportado y de buena selección.

Según Wehrmann et al. (2006), la TF consiste de siete unidades de estratos intercalados de capas de ceniza. En el área de investigación, la TF consta de un paquete de seis horizontes de escorias, intercalados con capas delgadas de ceniza que no superan los 3 cm de espesor y un espesor máximo encontrado, de hasta 1.6 m. Estos horizontes tienen espesores independientes de: 0.4, 0.1, 0.24, 0.12, 0.3 y 0.24 m. Esta secuencia de capas bien estratificadas, es de color negro, con buena selección, conformadas por escorias de caída altamente vesiculadas, tamaño lapilli. Sin embargo existen algunas secciones, donde no se conservan todos los horizontes de este depósito. En el sector oeste de Ticomo, la TF está representada por cuatro horizontes, mientras que más al norte en Nejapa, está representada por tres horizontes.

De acuerdo con el estudio realizado por Wehrmann et al. (2006), el volumen mínimo de la TF varía de 1.4 a 1.8 km³. La edad de este depósito, fue estimada por Bice (1985), mediante correlación estratigráfica entre 25 y 35 mil años; de acuerdo con este dato, Wehrmann et al. (2006), estimaron la edad en ~30 mil años. Sin embargo, Kutterolf et al. (2007), interpretaron una edad entre 55 y 68 mil años, para este depósito, de acuerdo a fechamientos obtenidos en núcleos de sedimentos, en la costa del lago de Nicaragua.

6.2.- Formación Chiltepe.

6.2.1.- Unidad Tefra Apoyeque Superior (TAqS)

Esta tefra tiene una amplia distribución regional y es fácilmente identificable, por lo que se empleó como un estrato guía. Primeramente nombrada por Bice (1985) como Pómez Apoyeque Superior y definida por Kutterolf et al. (2007), como Tefra Apoyeque Superior. Bice (1985), sugirió que la fuente de esta unidad era el volcán Apoyeque, ya que de acuerdo a sus isopacas construídas, se observa un incremento del espesor hacia el norte, en el Complejo Volcánico Chiltepe. Kutterolf et al. (2007), construyeron mapas de isopacas e isopleas más detallados y sugirieron que la fuente de TAqS está ubicada al norte de la Cuesta El Plomo (Complejo Volcánico Chiltepe) con dispersión hacia el oeste.

La TAqS, está muy bien expuesta al sur, centro y noreste del área de estudio. En las secciones estratigráficas descritas en los alrededores de Ticomo, se encuentra cubriendo a un paleosuelo desarrollado encima de la Tefra Apoyo Superior (Figura 18). Al oeste de Ticomo, aparece infrayaciendo en contacto erosivo a la Tefra Nejapa (ver descripción en las paginas siguientes). Al este de Ticomo y Nejapa, se encuentra en contacto directo por debajo de un depósito de flujo de escombros (Figura 20). Al norte, en los alrededores de Acahualinca, la TAqS subyace en contacto erosivo a depósitos del Complejo Cuesta El Plomo (ver descripción más adelante).

El espesor de este depósito disminuye de norte a sur, con un espesor máximo de hasta 4.5 m a orillas del Lago Xolotlan y un espesor mínimo al suroeste de Ticomo, de hasta 1.55 m. La TAqS se caracteriza, por ser un depósito de caída de pómez de color blanco. Esta

capa presenta gradación inversa; en la base predominan fragmentos con tamaño de ceniza muy fina y en la cima lapilli gruesa subangular.

Bice (1985), estimó un volumen equivalente a roca densa de 2 km^3 mientras que Kutterolf et al. (2007) calcularon un volumen total de 2.2 km^3 .

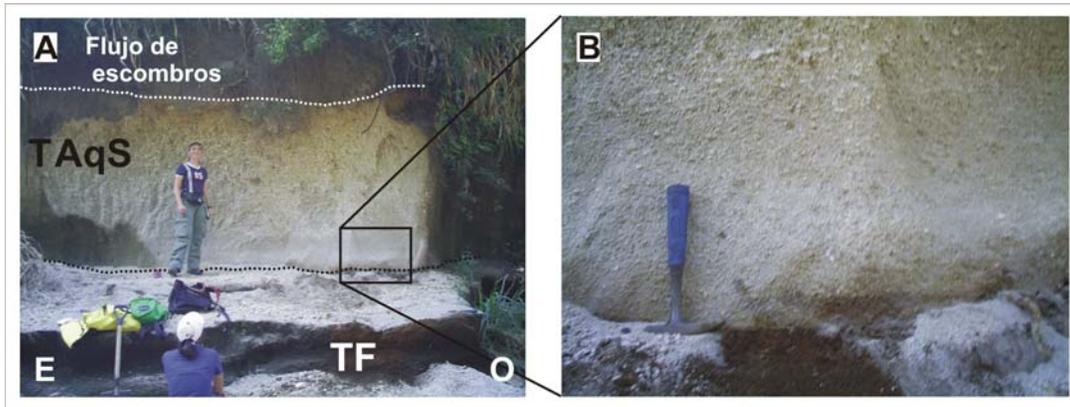


Figura 20. A) Vista de la unidad Tefra Apoyeque Superior (TAqS) entre un flujo de escombros en la cima y la Tefra Fontana (TF) por debajo, al oeste de Nejapa (sección N1). B) Detalle de la parte basal de la TAqS, conformada por pómez tamaño ceniza y gradación inversa.

De acuerdo con Kutterolf et al. (2007) la edad de la TAqS es de $12,400 \pm 100$ años AP, determinada en un paleosuelo ubicado por debajo de este depósito. Este paleosuelo se encuentra por encima de la Tefra Apoyeque Inferior (esta unidad de tefra, no se detallará en este informe). Esta edad coincide con el fechamiento de una muestra de paleosuelo, ubicado por debajo de la TAqS, que arrojó una edad de $12,285 +280/-270$ años AP, en un corte a orillas del lago, en los alrededores de Acahualinca (Punto de control C1; Tabla 1). Estas dos edades, representan edades máximas del depósito.

6.2.2.- Unidad Tefra Chiltepe (TC)

La TC, fue inicialmente llamada Pómez Jiloá por Bice (1985) y posteriormente como Tefra Chiltepe por Kutterolf et al. (2007). Estos últimos autores, sugieren que la fuente de esta unidad es el cráter Apoyeque, de acuerdo a la construcción de los mapas de isopacas e isopletras, que presentan un eje de dispersión hacia el oeste, con un incremento del espesor hacia el borde del cráter mencionado. En el área de investigación, este

depósito se encuentra por encima de la denominada Triple Capa Masaya (ver descripción en la página siguiente) y por debajo de la Toba Masaya (ver descripción en las páginas subsecuentes).

En los sectores sur y central del área en estudio, es muy frecuente encontrar a la TC, de forma discontinua, formando lentes de pómez menores a 10 cm. Su espesor disminuye de norte a sur; en la ladera interna suroeste de Asososca, se presenta con un espesor máximo determinado de hasta 0.3 m. Esta capa tiene estructura masiva, es de color amarillo a blanco, soporte grano a grano, conformada por fragmentos de pómez tamaño lapilli a ceniza gruesa. En muchas secciones se encontró esta unidad, removilizada en el paleosuelo infrayacente a la Toba Masaya.

Aunque en nuestra área de estudio, este depósito se presenta con un espesor muy delgado, según Kutterolf et al. (2007), esta unidad tiene un volumen de hasta 4 km³. La edad aproximada de la TC, es más joven que 4,090 ±110/-105 años AP determinada mediante el fechamiento del paleosuelo infrayacente, tomado de la localidad Lomas del Sur, al sur de Ticomo en la sección T6 (Tabla 1).

6.3.- Formación Managua.

6.3.1.- Unidad Tefra Apoyo Superior (TAS)

La TAS, fue descrita inicialmente como Pómez Apoyo por Bice (1985). Sin embargo, Sussman (1985) reportó dos unidades originadas en la Caldera Apoyo y las cuales fueron diferenciadas como las tefras Apoyo Superior y Apoyo Inferior (Kutterolf et al., 2007). En la zona de estudio, esta unidad está expuesta en algunos cortes estratigráficos al sur de Ticomo, por debajo del paleosuelo que infrayace a la Tefra Apoyeque Superior y por encima del paleosuelo desarrollado sobre la Tefra Fontana (Figura 21). Al oeste de Ticomo, la TAS sobreyace a un flujo de escombros, que cubre en contacto erosivo a la Toba Ticomo.

Esta capa consta de una porción inferior, masiva, con fragmentos angulosos, tamaño ceniza media. Los fragmentos consisten en pómez, líticos de lavas oxidadas y cristales

rotos de plagioclasas. La porción superior, presenta una secuencia de capas con gradación normal burda, formada por fragmentos angulares tamaño lapilli fino de pómez, cristales rotos de anfíboles y plagioclasas. El volumen total estimado por Kutterolf et al. (2007) para esta unidad, es de 16 km³.

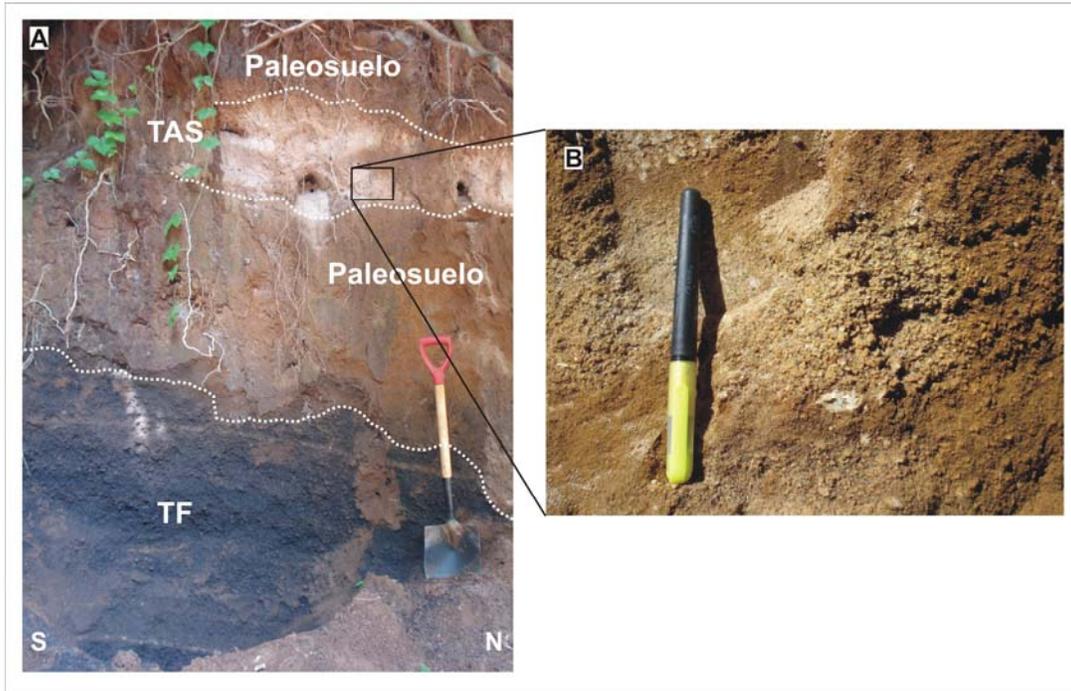


Figura 21. A) Se observa la Tefra Apoyo Superior (TAS), expuesta por encima del suelo desarrollado sobre la Tefra Fontana (TF), en un corte al occidente de Ticomo (sección T24). B) Detalle de la TAS, de aspecto masivo, conformada de fragmentos de pómez tamaño ceniza gruesa.

Una muestra del horizonte C, del paleosuelo que subyace a TAS en la sección T11 (Tabla 1), arrojó una edad de 13, 995 +285/-275 años AP. Esta fecha no coincide con la reportada por Kutterolf et al. (2007) de 24, 650 ±120 años AP, determinada en una muestra de carbón encontrada en la parte inferior de TAS. Tampoco coincide con la edad obtenida por Sussman (1985), en una muestra de carbón que fechó en 22,800 ±1000 años AP. Sin embargo, la edad fechada en este trabajo no es confiable, debido a que presentaba una cantidad mínima de materia orgánica.

6.3.2.- *Unidad Triple Capa Masaya (TCM)*

Descrita como Triple Capa Masaya por Bice (1985), Pérez y Freundt (2006) y Kutterolf et al. (2007). Esta unidad fue observada por estos autores en los alrededores de Managua, con un aumento de espesor hacia la Caldera de Masaya (Bice, 1985). Bice (1985), identificó a este depósito como una capa deleznable de ceniza gruesa de color negro, de 5-10 cm, limitado por dos capas en la base y en la cima de toba gris endurecida, de 1-2 cm. El estudio más detallado hasta la fecha, fue elaborado por Pérez y Freundt (2006) que sugieren que la TCM, es principalmente un depósito de caída, compuesto de siete estratos espesos (C1, C2, C3b, C4, C6, C8 y C10), de color negro, formado por escorias tamaño lapilli a ceniza gruesa, bien seleccionada; separado por cuatro capas delgadas (C3a, C5, C7 y C9) de ceniza endurecida.

Al occidente de Managua, la TCM sobreyace en contacto irregular a un depósito de flujo de escombros, que cubre en contacto erosivo a la Tefra Nejapa (Figura 18 y 22). Al suroeste de Asososca, este depósito cubre a la Tefra Motastepe (ver descripción, en las siguientes páginas). En el área de estudio, esta unidad consta de una sucesión de seis capas deleznales de color gris, compuestas por escorias de tamaño lapilli a ceniza gruesa a fina, intercaladas con tres capas consolidadas de ceniza, de color amarillento a marrón. Esta unidad tiene un espesor máximo de 36 cm, que disminuye hasta 15 cm en la sección A1. En el área de estudio, es muy común encontrar a esta unidad conformada sólo por tres capas, pero en zonas topográficamente bajas, esta secuencia consiste de hasta nueve capas de lapilli y ceniza.

Recientemente, Kutterolf et al. (2007) reportaron un volumen de 0.4 km^3 , que es menor al estimado por Bice (1985) de 1.7 km^3 (equivalente a la roca densa) y mayor al estimado por Williams (1983b) de 0.35 km^3 (en Bice, 1985).

El paleosuelo inferior a la TCM, fue fechado en $5,755 \pm 90$ años AP, en la sección T6 al norte de Ticomo (Tabla 1). Esta fecha coincide con la fecha obtenida por Bryan (1969) de $5,945 \pm 145$ años, del paleosuelo que infrayace a la TCM y que cubre los depósitos con impresiones de pisadas humanas, en las ruinas de Acahualinca (barro volcánico o lacustre con huellas humanas). En esta área la TCM, fue definida como tres capas sucesivas de

ceniza volcánica de color negruzco (en Matillo, 1977). Estas edades no concuerdan con el fechamiento de Pérez y Freundt (2006) de $2,120 \pm 120$ años AP, realizados en plantas fósiles de la capa C3 de la TCM y los reportados por Bryan (1969) y la estimada por Bice (1985) de 7000 a 9000 años.

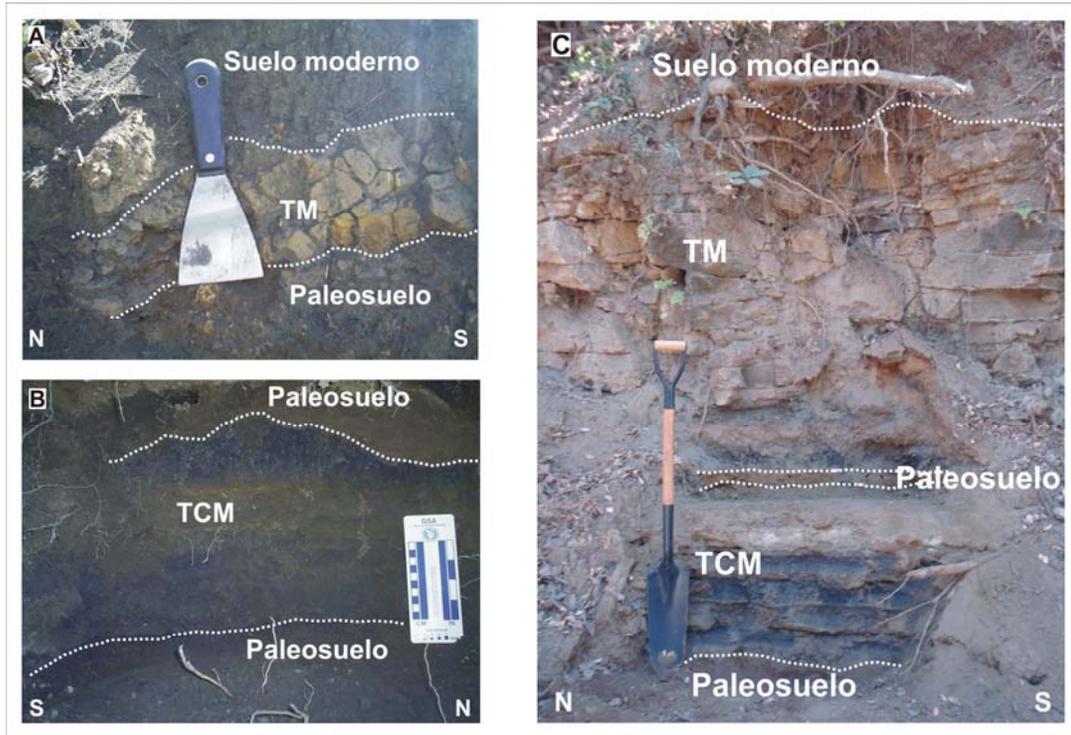


Figura 22. A) Vista de la Toba Masaya (TM), que afloran en superficie al oeste de Nejapa (sección N10), de aspecto masivo, color amarillento y endurecida. B) Triple Capa Masaya (TCM), que aflora por erosión al sur de Ticomo (sección T6), conformada por 7 capas de ceniza intercaladas con escoria tamaño lapilli fina. C) Superposición de la TM de hasta 1.5 metros y la TCM de 1 metro de espesor; en los Altos de Santo Domingo, Managua (a 7 km del volcán Masaya).

6.3.3.- Unidad Toba Masaya (TM)

El origen de esta unidad, corresponde a una de las erupciones más jóvenes registradas en la Caldera Masaya, la cual tiene una amplia distribución radial alrededor de dicha Caldera (Bice, 1985; Pérez y Freundt, 2006). La TM, corresponde a la Toba Masaya de la Secuencia Managua (Bice, 1985) o Formación Managua (Kutterolf et al., 2007). De acuerdo a datos de campo, esta tefra se encuentra aflorando en la mayor parte del área de estudio, concordando con los mapas de isopacas de Bice (1985) y Pérez y Freundt

(2006). En la zona de estudio, la TM sobreyace en contacto concordante a la Tefra Chiltepe, aunque en algunos sectores alrededor de Ticomo y Nejapa, ésta, cubre discordantemente a la Triple Capa Masaya (Figura 18, 22 y 23). Al suroeste de Asososca, este depósito infrayace a uno de flujo de escombros, que subyace a la Tefra Asososca (ver descripción en paginas subsecuentes).

De acuerdo a Krusi y Schultz (1979) y Williams (1983b) (ver Bice, 1985), los espesores de este depósito se incrementan hacia Masaya, quien además, diferenció en la facies proximal ignimbritas, oleadas piroclásticas y caída de cenizas. Pérez y Freundt (2006) determinaron para este depósito, una sucesión de cuatro unidades (D1, D2, D3 y D4). En el área de estudio, la TM tiene un espesor que varía entre 10 y 32 cm, lateralmente continuo. Al occidente de Managua, la TM es masiva, de color pardo amarillenta, y en ocasiones gris amarillenta, endurecida y conformada por ceniza fina y óxidos, con estructuras internas de lapilli acrecional y laminaciones. De acuerdo a estudios anteriores, este depósito correspondería al nivel superior masivo, conformado por ceniza fina de caída en facies distal, ya que esta unidad, corresponde a un depósito de oleadas piroclásticas.

El volumen calculado es 3.9 km^3 (Pérez y Freundt, 2006; Kutterolf et al., 2007). La edad de una muestra de paleosuelo obtenida de la parte inferior de la TM, es de $3,485 \pm 90$ años AP (Tabla 1); esta muestra de paleosuelo que fechamos, no estaba expuesta en superficie y es mayor a la estimada <2000 años por Kutterolf et al. (2007), y cae dentro del rango de edad estimada por Bice (1985), de 3000 a 6000 años.

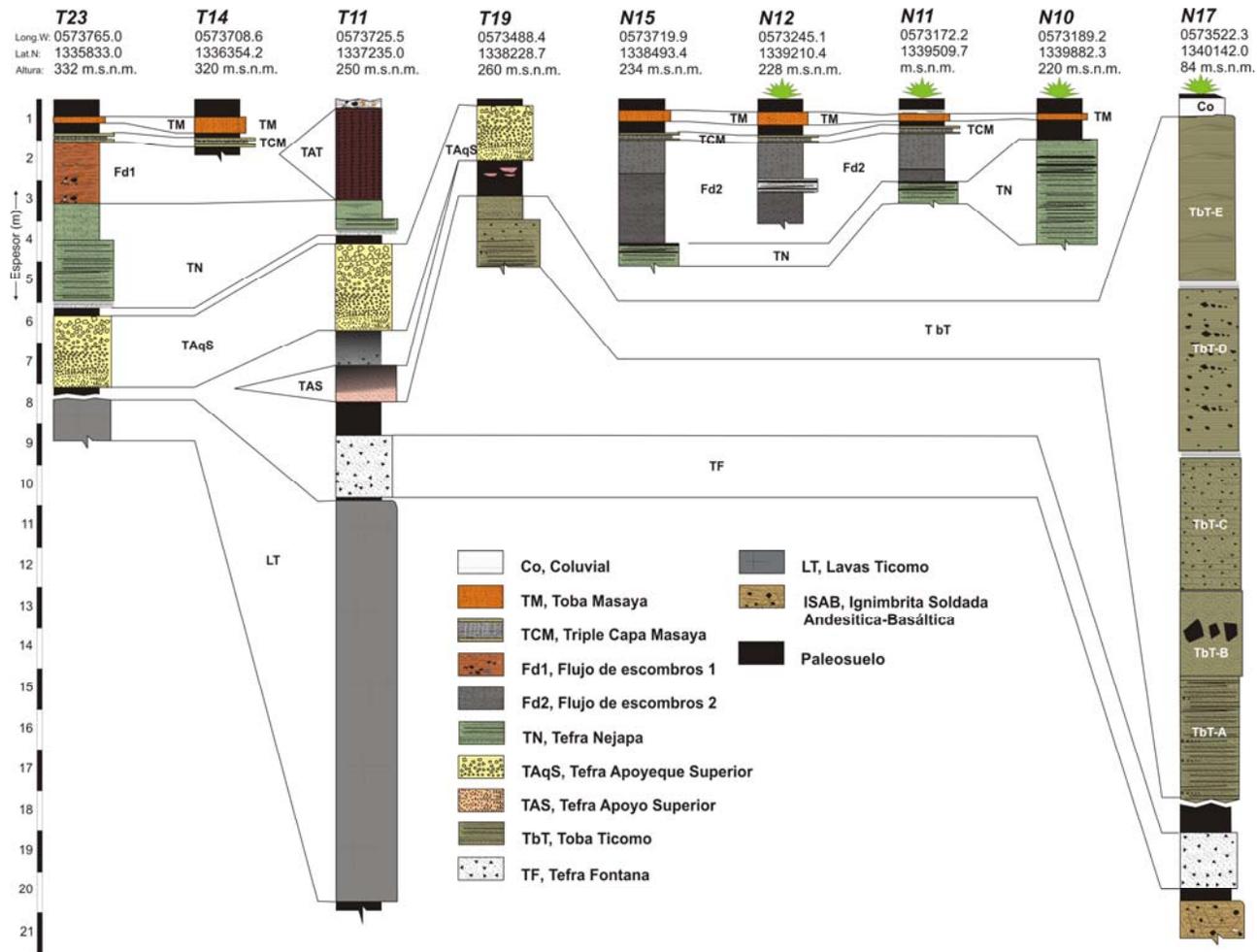


Figura 23. Correlación estratigráfica de los depósitos observados al oeste de Ticomo y Nejapa. La ubicación de las secciones se muestra en la figura 15.

6.4.- Secuencia Ticomo.

6.4.1.- Unidad Lavas Ticomo (LT)

La unidad LT es la unidad más antigua observada en el área. Aflora en la ladera interna oeste del complejo Ticomo y al sureste de Nejapa (Figura 23 y 24). LT, aparece por debajo de la Tefra Fontana y en contacto concordante sobre las Ignimbritas Las Sierras. Aflora en pocas secciones al noroeste de Ticomo, debido a que está cubierta por depósitos jóvenes. Esta unidad tiene un espesor mínimo de 21 m y consta de tres flujos masivos de lava de color gris claro. Cada flujo cuenta con una autobrecha en su cima y base. Estos flujos de lava, tienen textura porfirítica con fenocristales de piroxeno y una composición química andesita basálticas (53.03 – 53.42 % peso de SiO₂).

Datos de campo y la paleotopografía, nos indican que estos flujos se emplazaron de norte a sur. El origen de estas lavas es desconocido y quizás esté relacionado con erupciones fisurales provenientes del sur de la zona. La edad de la LT no ha sido determinada, debido a que la muestra de paleosuelo que se tomó en la base de esta tefra, estaba oxidada y no tenía suficiente carbón.

6.4.2.- Unidad Toba Ticomo (TbT)

Esta unidad aflora en toda la ladera interna oeste, del cráter de Nejapa (Figura 18, 23 y 24). Sobreyace al paleosuelo formado encima de la Tefra Fontana, aunque no se observó el contacto directo entre ambas unidades, por la ocurrencia de depósitos coluviales. Al noroeste de Ticomo, aflora en la superficie como una capa masiva en la porción inferior y ligeramente estratificada en la porción superior (Figura 25). Esta última parte, consiste en cenizas de color gris verdoso con estructuras de duna, que migran hacia el noroeste, probablemente en facies proximal. Al oeste de Ticomo, se encuentra aflorando e infrayaciendo en contacto erosivo, a un depósito de flujo de escombros, que se encuentra por debajo de la Tefra Apoyo Superior.

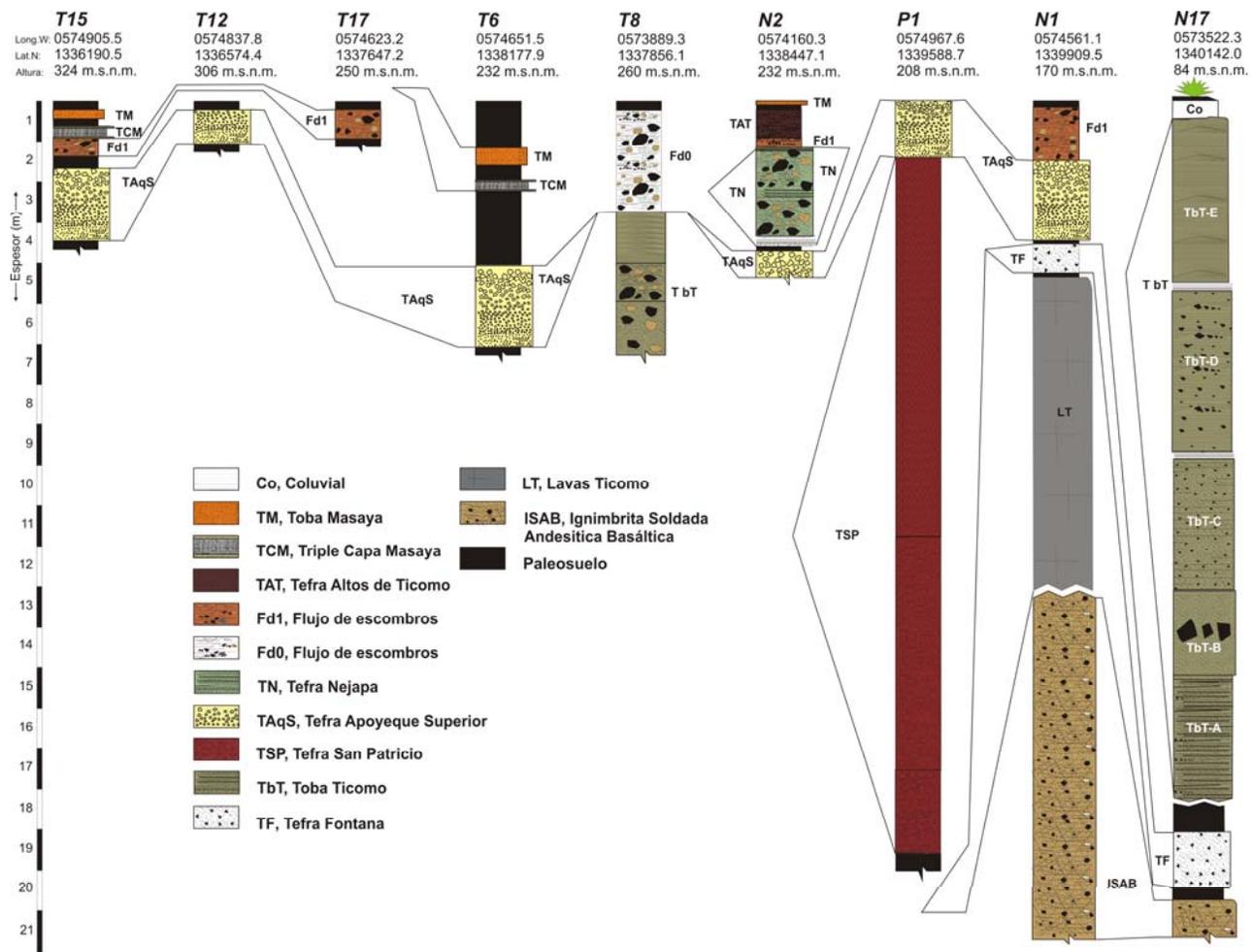


Figura 24. Correlación estratigráfica de los depósitos encontrados al este de Ticomo y Nejapa. La ubicación de las secciones se muestra en la figura 15.

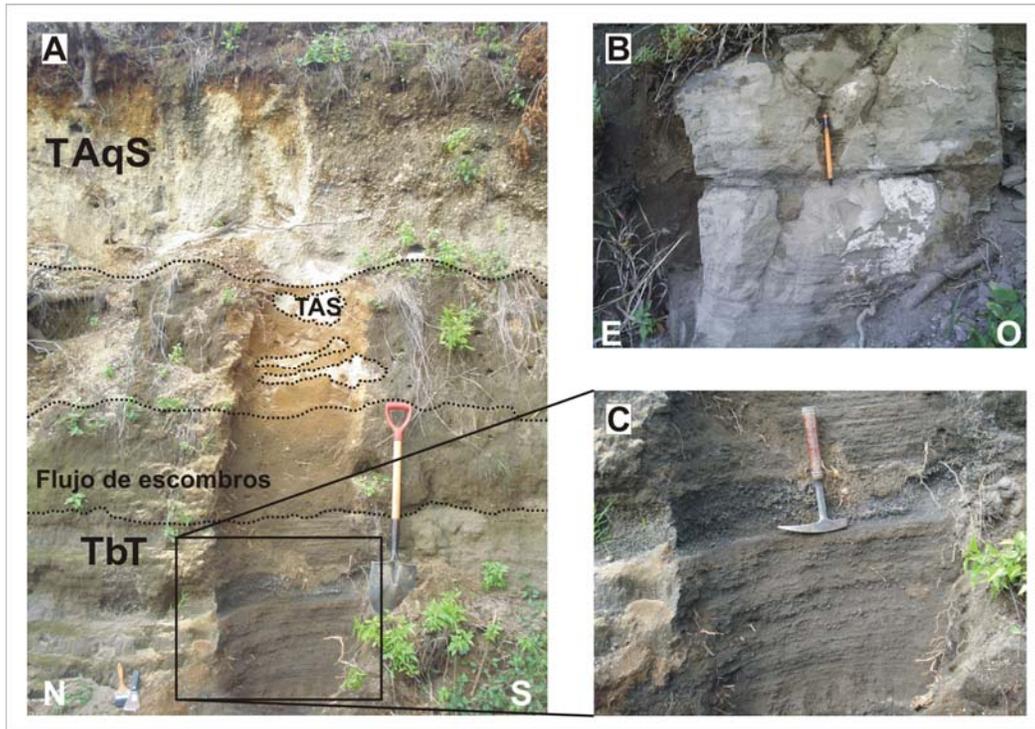


Figura 25. A) Se observa la relación estratigráfica de la Toba Ticomo (TbT), por debajo de un flujo de escombros, cubierto por el suelo desarrollado a partir de la Tefra Apoyo Superior (TAS) y la Tefra Apoyeque Superior (TAqS) (sección T19). B) Se muestra detalle de la Toba Ticomo, conformada por ceniza de color gris en los bordes nor-occidentales de Ticomo. C) Detalle de la porción superior de la TbT, caracterizada de estructuras plano paralelas de lapilli fina y cenizas.

La TbT, aflora al norte, conformando las paredes internas orientales del cráter de Asososca, que fueron denominadas como Toba Apoyeque Superior por Pardo et al. (2008). Sin embargo, debido a su posición y características estratigráficas, estos depósitos se correlacionan con los depósitos de TbT, encontrados al oeste en las paredes internas del complejo Nejapa. Los depósitos encontrados en Asososca, pertenecen a la facies distal con estructura masiva, plano paralela según la clasificación definida por Wohletz y Sheridan (1979) (ver, Fisher y Schmincke, 1984). TbT es de color gris, está compuesta por un paquete consolidado, de cinco capas superpuestas en contacto neto, con un espesor mínimo estimado de hasta 16 m. La secuencia presenta estratificación tabular. Cada una de estas capas, está compuesta por fragmentos de lava andesita-basáltica subangulares e ignimbrita subredondeadas, con las siguientes características:

TbT-A, consiste en al menos ocho capas de oleadas piroclásticas secas, con un espesor de 2.3 m. Estas oleadas, están compuestas por un nivel basal masivo, cubierto por un nivel estratificado. El nivel basal consta de lapilli gruesa y ceniza. El nivel estratificado consiste en un paquete de siete capas de ceniza masiva, con estructuras plano paralelas, alternadas con capas de lapilli gruesa a fina con gradación burda, que varía de inversa a normal y fragmentos alineados.

TbT-B, es un flujo de bloques y cenizas con un espesor de 1.5 m. Esta capa presenta estructura masiva, con bloques de lavas subangulares de composición andesítica, de hasta 30 cm de diámetro, soportados por una matriz rica en líticos ignimbriticos y lavas con dimensiones de ceniza gruesa.

TbT-C, es una sucesión de cinco capas de oleadas secas, con estratificación continua lateralmente y espesor total de 2.3 m. Presenta un nivel basal de ceniza gruesa endurecida y uno superior conformado por lapilli media a ceniza gruesa, con gradación inversa burda y fragmentos alineados.

TbT-D, conformado por al menos 12 capas de oleadas piroclásticas de hasta 3 m de espesor. Esta sucesión plano paralela, tiene una estructura interna con laminación y dunas interestratificadas y con dirección de transporte hacia el norte. Estos depósitos están conformados principalmente, por lapilli y ceniza.

TbT-E, oleadas piroclásticas secas, con un espesor mínimo estimado de 3 m. Se caracteriza por un nivel basal de ceniza, con estratificación cruzada, bloques andesíticos e ignimbriticos alineados de hasta 30 cm y lapilli gruesa. En la porción superior, desarrolla dunas con dirección de flujos hacia el norte y laminación pseudo-estratificada.

De acuerdo al análisis morfológico, se estima un volumen mínimo total de hasta $112.4 \times 10^6 \text{ m}^3$, para toda la unidad, el cual se calculó a partir de la suma de las dimensiones de cada cráter excavado, (Ticoma: A, $41.5 \times 10^6 \text{ m}^3$; B, $26.1 \times 10^6 \text{ m}^3$; C, $42.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ y E, $2.4 \times 10^6 \text{ m}^3$) por la erupción que originó la TbT.

6.4.3.- Unidad Tefra Altos de Ticomo (TAT)

La TAT, consiste en una secuencia de siete capas de caídas de escorias basálticas, de color negro, con un espesor total de hasta 2.4 m a 929 m de distancia de la fuente. Esta tefra está expuesta localmente, en la pared interna suroeste de Ticomo (Figura 23 y 26), en contacto directo sobre depósitos retrabajados de la Tefra Nejapa (ver descripción en paginas siguientes) y por debajo, en contacto erosivo con depósitos aluviales. Al sur de Nejapa sobre la Carretera Vieja a León, este depósito está expuesto como deposito retrabajado de escorias. Según datos de campo y con base en la correlación estratigráfica TAT, infrayace a la tefra Triple Capa Masaya.

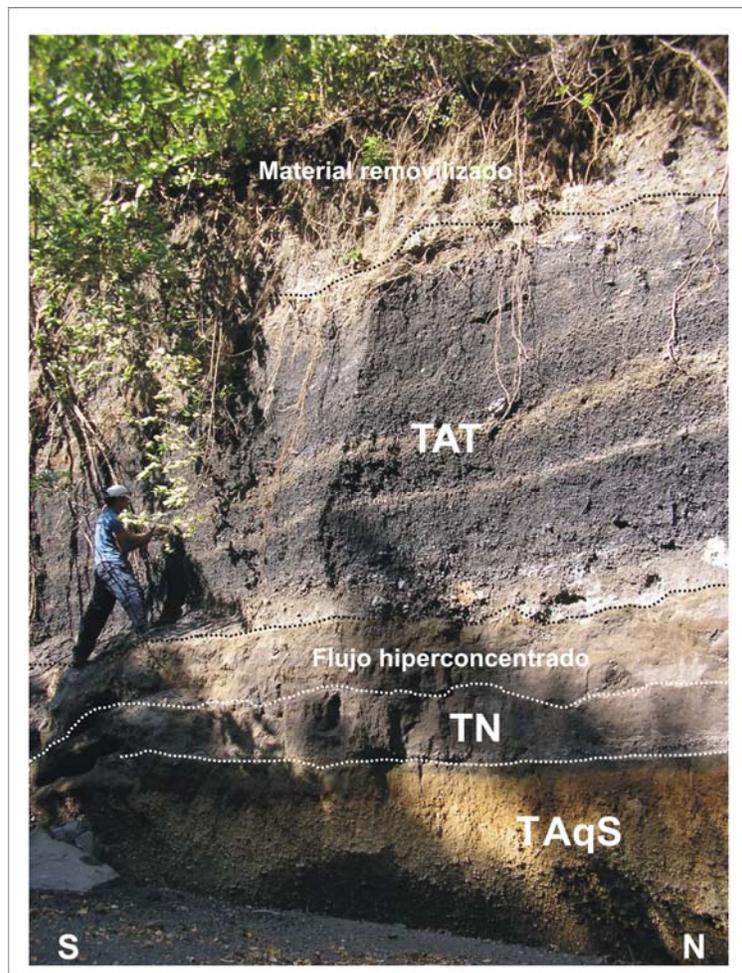


Figura 26. Sección estratigráfica T11, indicando la superposición de la Tefra Apoyeque Superior (TAqS), Tefra Nejapa (TN), flujos de escombros y la Tefra Altos de Ticomo (TAT).

Estas capas son:

TAT-A, La capa inferior tiene 1 m de espesor continuo lateralmente, con gradación normal de fragmentos tamaño lapilli de lavas y escorias; TAT-B, tiene un espesor de hasta 0.16 m, continuo lateralmente, masivo con fragmentos de escorias aglutinadas de hasta 1 cm de diámetro; TAT-C, Capa de escorias con espesor de hasta 3 cm masiva con fragmentos subredondeados de lapilli fina hasta ceniza gruesa de color grisáceo; TAT-D, 30 cm de espesor, continua lateralmente, masiva con fragmentos de lava basáltica con diámetros que varían de 0.5 a 8 cm; TAT-E, tiene 15 cm de espesor, masiva conformada por fragmentos de lava, ignimbriticos y escorias rojas de tamaño lapilli; TAT-F, de 40 cm de espesor, constituido principalmente por fragmentos de escorias aglutinadas de hasta 17 cm.

El volumen, de este depósito no fue posible determinarlo, debido a que existen pocas secciones disponibles y además se encuentra cubierto por casas de habitación en la zona de los Altos de Ticomo.

6.5.- Secuencia Nejapa.

6.5.1.- Unidad Tefra San Patricio (TSP)

La TSP, está expuesta en una cantera a unos 600 m al este de Nejapa, sobre la Pista Suburbana. Esta unidad tiene poca extensión, conforma el Cerro San Patricio y está cubierta por los depósitos de la Tefra Apoyeque Superior (Figura 27).

TSP está conformada, por una secuencia de tres paquetes de caídas de escorias rojas superpuestas, con un espesor mínimo estimado de 112 m. El nivel basal masivo (13 m de espesor) está formado por lavas y bombas aglutinadas, con diámetros de hasta 3.5 m, estructuras de corteza de pan y núcleos de lava basáltica. La porción intermedia, está formada por una caída de escoria masiva con fragmentos tamaño bomba (2–3 m), orientados a favor de la pendiente y en sentido del estrato-cono, soportados por una matriz de fragmentos de escoria vesicular tamaño lapilli. La porción superior, está representada por una secuencia de 72 capas de caídas de escorias, plano paralelas con gradación múltiple inversa y fragmentos soportados grano a grano.

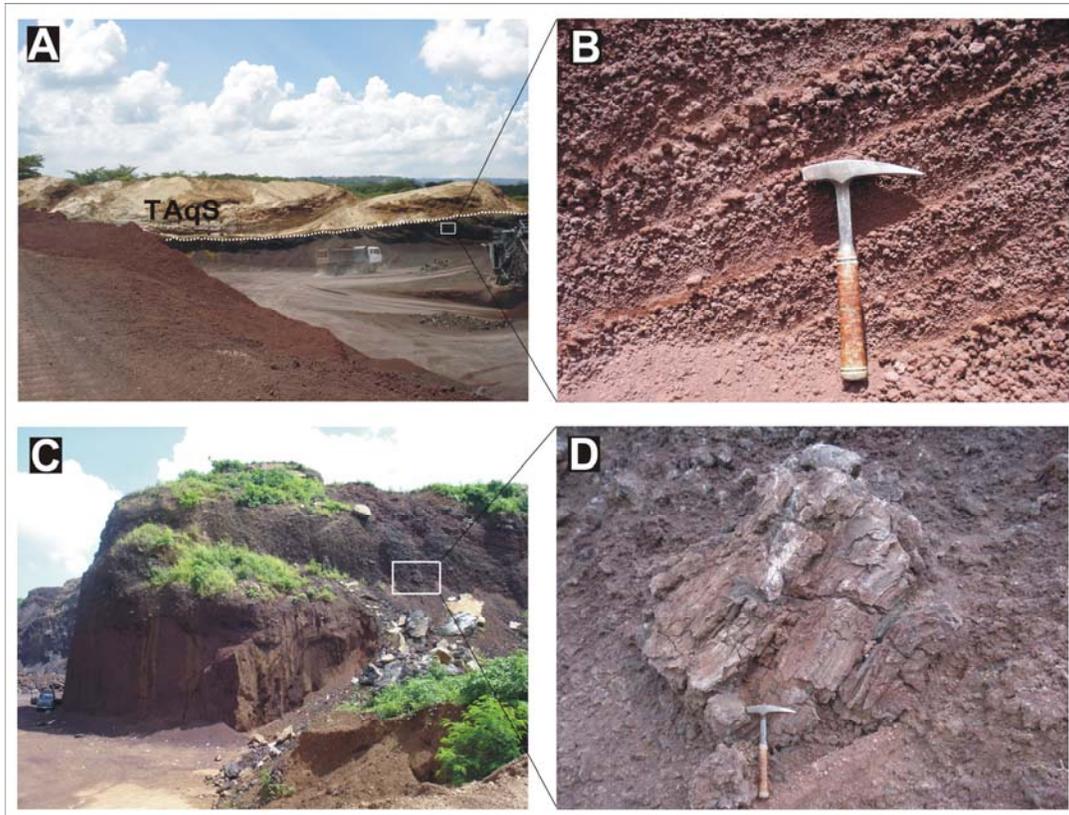


Figura 27. A) Tefra San Patricio (TSP), aflorando por debajo de la Tefra Apoyeque Superior (TAqS) en la cantera del Cono San Patricio. B) Detalle de la porción superior de la TSP, donde se observa la gradación múltiple de tipo inversa. En C y D, se aprecia la base de la TSP y detalle de una bomba soldada con fragmentos de escoria gruesa.

El volumen de este cono de escorias, no fue posible determinarlo, debido a que se encuentra antrópicamente erosionado, ya que es una cantera de donde extraen material, para revestimiento de carretera. Además, se encuentra cubierto por depósitos volcanoclásticos y epiclásticos, razón por la que no pudieron medirse las dimensiones de base y altura. La edad de la TSP, fue difícil determinarla, debido a que la muestra de paleosuelo que se tomó en la base de esta tetra, estaba oxidada y no tenía suficiente carbón.

6.5.2.- Unidad Lavas Batahola (LBT)

Pardo et al. (2008), describió a las LBT como cinco capas gruesas, masivas, litificadas, de lavas expuestas en la pared oeste, dentro del cráter Asososca. De acuerdo al análisis

geomorfológico y datos de campo, la unidad LBT consiste en una colada de lava, que se extiende desde el noroeste de Nejapa en la base del Cono Motastepe, hasta el norte de Asososca. Las LBT afloran en pocos lugares en la superficie, porque se encuentran cubiertas por los depósitos más jóvenes. Están expuestas en la base del Cerro Motastepe y aparecen en las paredes internas del Cráter Nejapa Norte (Figura 18 y 28), por encima y en contacto discordante de la Toba Ticomo y la Ignimbrita Soldada, perteneciente a la Formación Las Sierras. También, aflora en toda la pared interna oeste del cráter Asososca, hasta el nivel del lago, por lo que no se pudo ver su base; mientras que al norte de Asososca aflora en la ladera alta, 40 m por encima del nivel del lago, y sobreyace en contacto discordante angular, a la unidad de Flujos Piroclásticos de Ceniza.

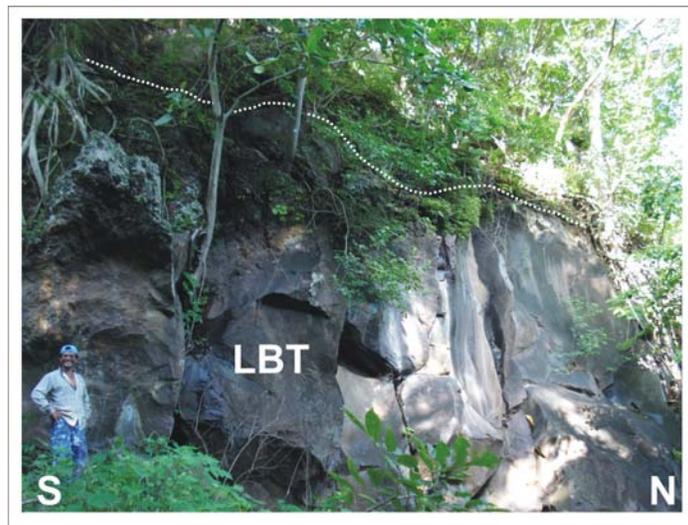


Figura 28. Coladas de lavas que conforman las Lavas Batahola (LBT), aflorando al oeste dentro del cráter Nejapa; en la base este de Cono de escoria Motastepe. La LBT, se presenta de manera masiva y con fracturas verticales a favor de la pendiente.

LBT aflora a diferentes alturas con respecto a la superficie, alcanzando su espesor mayor (60 m), en los paleo-valles con espesores mínimos estimados de 36 m. LBT es masiva con textura porfirítica, fenocristales de piroxenos y plagioclasa en una matriz de color gris oscuro y una autobrecha basal. Al norte de Asososca, estas lavas son masivas con textura porfirítica con fenocristales de olivino, en una matriz de color gris y de composición basáltica (46.49 wt. % SiO_2).

6.5.3.- Unidad Tefra Nejapa-Norte (TNN)

La unidad TNN, fue definida por Pardo et al. 2008; tiene poca extensión y está expuesta en superficie al norte de Motastepe y suroeste de Asososca, sobre la Carretera Nueva a León (Figura 29 y 30). Infrayace a la Tefra El Hormigón (ver descripción en paginas adelante). Pardo et al. (2008) identificaron a este depósito, como una unidad conformada por cuatro estratos espesos. En este trabajo, se subdividió a la TNN en seis subunidades de acuerdo a sus rasgos estratigráficos, que de la base a la cima consisten en:

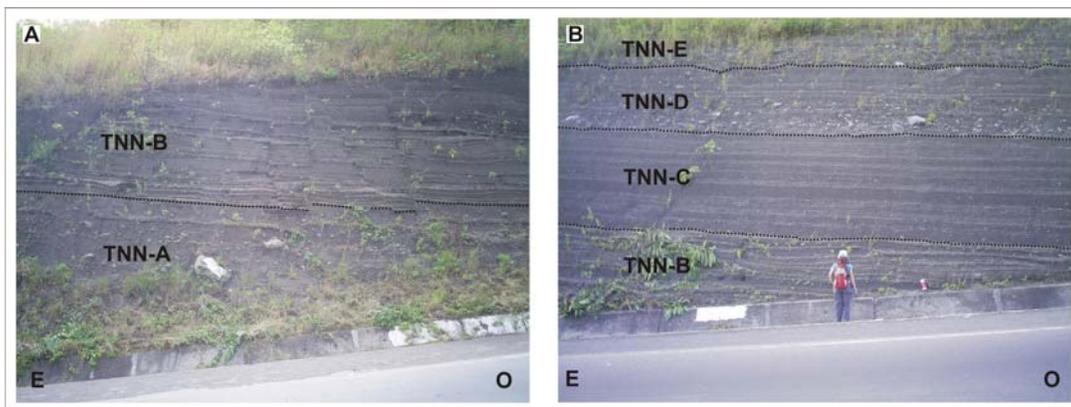


Figura 29. A) Superposición de las subunidades TNN-A y B, que afloran al norte del Cono de escoria Motastepe, en cortes de la Carretera Nueva a León y estas subunidades constituyen la base de la Tefra Nejapa-Norte (TNN). B) Porción media-superior de lo que conforma la TNN, que se caracteriza por la estratificación plano paralela de las subunidades.

TNN-A, oleadas piroclásticas de 4 m de espesor, masivas, muy mal seleccionadas, con bloques ignimbriticos, líticos basálticos de hasta 1 m de diámetro, soportados por una matriz de lapilli gruesa y ceniza, con escasos fragmentos juveniles de escorias negras, poco vesiculadas. Esta subunidad corresponde a la misma subunidad que Pardo et al. (2008), llamaron *NNT-A*.

TNN-B, oleadas piroclásticas de 0.7 m de espesor, en contacto directo y erosivo con TNN-A, constituida por una capa basal de 0.5 m masiva, con bloques angulares y redondeados de hasta 20 cm de diámetro, soportados por una matriz de lapilli y ceniza. La porción superior con un espesor promedio de 0.3 m, con estratificación cruzada, dunas con crestas que migran hacia el oeste y noroeste, huellas de impacto de forma

asimétrica, que indican una proyección de transporte este-sureste y sureste, conformadas por lapilli y ceniza. Esta subunidad corresponde a la *NNT-B* de Pardo et al. (2008).

TNN-C, (0.3 m), está conformada por una secuencia de 19 capas de oleadas piroclásticas, con estratificación plano paralela, gradación burda inversa, compuesta por fragmentos de lapilli y ceniza. Esta subunidad es la misma que Pardo et al. (2008), llamaron porción superior de *TNN-B*.

TNN-D y TNN-E (oleadas piroclásticas), en contacto neto, de espesor de 3.6 y 3.4 m, respectivamente, se caracterizan por presentar una estructura masiva, muy mala selección, soporte de matriz de lapilli, con bloques accidentales de líticos andesíticos y basáltico-andesíticos. Estas capas de grano grueso, están limitadas en la porción superior por capas de 10 a 20 cm de lapilli grueso y ceniza, que presentan estratificación cruzada y huellas de impacto. Estas subunidades corresponden a la capa basal e intermedia, de la subunidad *NNT-C* de Pardo et al. (2007).

TNN-F (2.2 m), es una capa con estructuras de estratificación cruzada, dunas con crestas que migran hacia el oeste y noroeste, huellas de impacto que apuntan al sur y sureste, que coinciden en dirección al Cráter Nejapa-Norte. Esta capa está limitada por dos capas en la base, que consta de un paquete de 25 capas de oleadas piroclásticas, con estructuras plano paralelas, conformadas por fragmentos subredondeados y angulares, tamaño lapilli grueso y bloques en una matriz más fina; en la cima, presenta una capa con laminación inclinada de lapilli fino y ceniza gruesa. TNN-F es la misma que Pardo et al. (2007), identificaron como *NNT-C*.

La subunidad *NNT-D* de Pardo et al. (2008) no corresponde a la misma subunidad de este trabajo, dado que Pardo et al. (2008) realizaron una identificación estratigráfica errónea, de la Tefra El Hormigón proveniente del cono de escoria, que originó dicha tefra. En la base norte del Cerro Motastepe, la TNN fue identificada por Pardo et al. (2007) como *Tefra A*, que en realidad corresponde a la subunidad TNN-F de TNN. El volumen mínimo estimado de esta unidad (TNN), es de $9.1 \times 10^6 \text{ m}^3$.

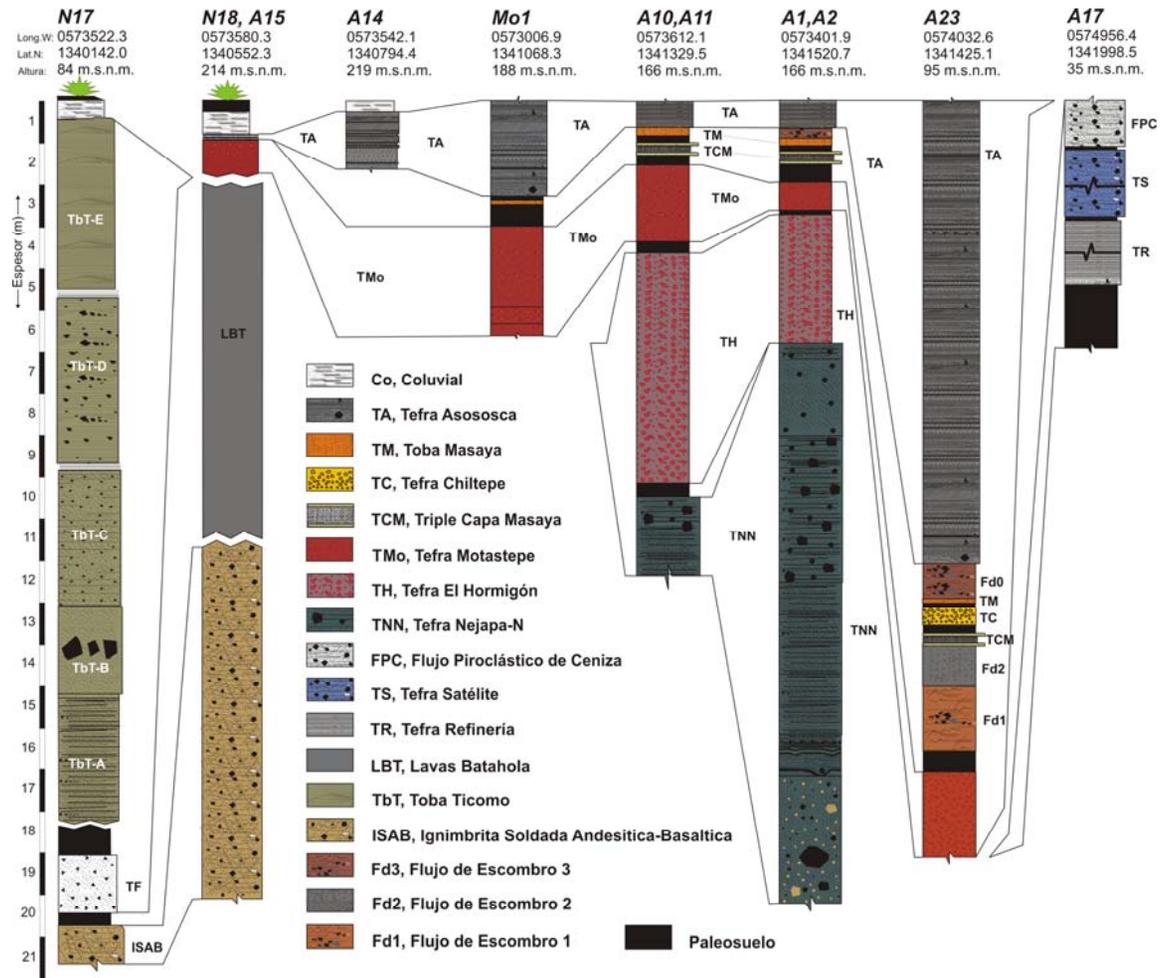


Figura 30. Correlación estratigráfica de los depósitos encontrados al oeste de Nejapa y suroeste de Asososca. La ubicación de las secciones se muestra en la figura 15.

6.5.4.- *Unidad Tefra Motastepe (TMo)*

La unidad TMo, fue reportada por Pardo et al. (2008). Esta unidad, esta constituida por caídas de escorias y conforma el Cerro Motastepe, ubicado al oeste del Cráter Nejapa-Norte. Dicha unidad está expuesta en pocas secciones, debido a erosión antrópica en cortes de la cantera, donde explotan arena y cortes realizados de la Carretera Nueva León. TMo aflora en la base del Cerro Motastepe; al noroeste infrayace en discordancia a la Toba Masaya y en algunas secciones en contacto directo discordante, con la Tefra Asosca. En los cortes sobre la Carretera Nueva a León, al noroeste de Motastepe, aflora en concordancia por encima de la Tefra El Hormigón y por debajo en conformidad con la Triple Capa Masaya (Figura 30 y 31). En otras secciones Pardo et al. (2008), describieron una unidad denominada Tefra C, que corresponde a la TMo, a una distancia de 628 m de la fuente.

En los cortes dentro de la cantera Motastepe, TMo cubre al paleosuelo que está por encima de la Tefra El Hormigón, y es posible ver a TMo con espesores de 1.8 m, con estructura masiva, buena selección de fragmentos tamaño lapilli media, deleznable; estos fragmentos están constituidos por escoria juvenil subangulosos y superficie irregular. Por otra parte, en los cortes a lo largo de la Carretera Nueva a León, al suroeste de Asosca, este depósito presenta un espesor de 0.62 m, por encima en concordancia al paleosuelo que cubre a la Tefra El Hormigón. Tiene fragmentos de escoria juvenil color negro, grano soportados, buena selección, conformado de escorias tamaño lapilli fino, a distancias de 870 m de la fuente.

En la base del Cono Motastepe, solamente fue posible ver la porción superior de este depósito, formada por un paquete de tres capas de escorias negras-rojizas de caídas, en contacto neto. La base de esta secuencia tiene un espesor de 0.3 m, de estructura masiva, soportada grano a grano, moderadamente seleccionada, conformada por fragmentos de lapilli de hasta 8 cm, superficies irregulares, fragmentos juveniles de escoria, moderadamente deleznable y fragmentos de superficies irregulares, de composición basáltica. La porción media presenta una capa de hasta 40 cm, que buza hacia el oeste en sentido de la pendiente del estrato-cono, de estructura masiva, fragmentos de escoria

juvenil, deleznable, tamaño lapilli grueso a medio, bien seleccionados, con bombas que muestran estructura de corteza de pan, de hasta 10 cm.



Figura 31. A) Porción superior de la Tefra Motastepe (TMo), en contacto erosivo por debajo de la Tefra Asoscosca (TA), al norte del Cono de escorias Motastepe. B) Sección estratigráfica A11, indicando la superposición de la TMo, Triple Capa Masaya (TCM), Toba Masaya (TM) y la Tefra Asoscosca (TA), aflorando en un corte de camino al noroeste de Motastepe. C) Sección estratigráfica A1, en donde afloran en contacto directo la Tefra Nejapa-Norte superior (TNN), Tefra El Hormigón (TH), TMo, TCM, Tefra Chiltepe (TC), TM y TA; que afloran al norte del Cono de escoria Motastepe, en cortes de la Carretera Nueva a León.

Esta capa está cubierta en contacto directo por otra capa de 1.9 m, con gradación inversa burda, de soporte grano a grano, fragmentos de escorias poco vesiculadas, de superficie irregular, con tamaños entre lapilli fino a bloques (hasta 10 cm), presencia de bloques de lavas andesíticas-basálticas y bombas con dimensiones de hasta 30 cm.

El volumen de esta unidad no se determinó, debido a que sus depósitos están cubiertos por otros más recientes y en su mayoría tapados por los depósitos provenientes de Asososca, que cubren todo el cono de escoria, que conforma el Cerro Motastepe.

La edad máxima de TMo es cercana a 7,175 \pm 210/-205 año AP (Pardo et al., 2008), de una muestra de paleosuelo que la infrayace en la sección A1, en los cortes de la Carretera Nueva a León y 7, 295 \pm 215/-210 años AP (Pardo et al., 2008), de una muestra de paleosuelo por debajo de TMo, tomada en la base noroeste del Cerro Motastepe.

6.5.5.- *Unidad Tefra Nejapa (TN)*

La unidad TN, consiste en una secuencia de oleadas piroclásticas secas. Esta unidad aflora ampliamente hacia el suroeste de la región. Sobreyace en contacto concordante y erosivo, al paleosuelo desarrollado a partir de la Tefra Apoyeque Superior e infrayacente en contacto erosivo a la Triple Capa Masaya. Al sur y en las paredes internas suroestes de Ticomo, infrayace en contacto erosivo, a un depósito de flujo de escombros (Figura 18, 23 y 26).

Al sur de Nejapa a distancias de ~1.3 km de este depósito, en algunos cortes sobre la Carretera Vieja a León, la TN cubre a la Tefra Apoyeque Superior, perteneciente a la Formación Chiltepe y por debajo de un flujo de escombros (Figura 32). En esta zona se presenta de manera masiva, muy mal seleccionada, heterolitológica, con abundantes fragmentos líticos subangulosos, de lavas de composición basáltica-andesítica de hasta 0.65 m de diámetro. También fragmentos subredondeados de ignimbritas de la Formación Las Sierras, soportados por una matriz de lapilli grueso y ceniza, carente de fragmentos juveniles.

Al oeste de Ticomo, esta unidad consiste de la base a la cima en:

TN-A, capa basal de espesor promedio de 0.15-0.45 m, con una porción inferior masiva, endurecida, conformada de ceniza de color gris verdoso y una porción superior de dos horizontes seudoestratificados. Además, gradación inversa, enriquecida con fragmentos juveniles de escorias de color negro a rojizo, tamaño lapilli media a fina, grano soportada, con fragmentos accidentales de pómez y líticos de lavas oxidados.

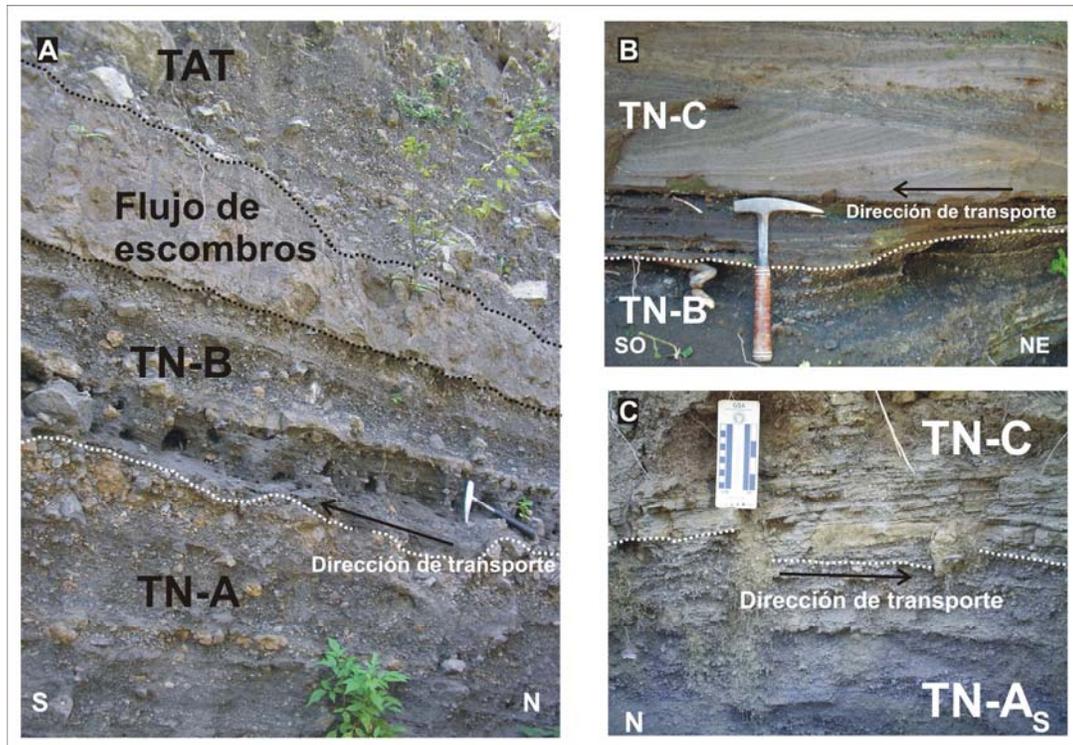


Figura 32. A) Superposición de la porción inferior y media de la Tefra Nejapa (TN-A y B), flujo de escombros y la Tefra Altos de Ticomo (TAT), en un corte al sur de Nejapa (sección N2). B) Estructura de duna perteneciente a la porción superior de la Tefra Nejapa (TN), en un afloramiento al suroeste de Nejapa (sección T21). C) Detalle de la TN, porción inferior y superior (sección N10).

TN-B de 3.40 m de espesor, consta de una secuencia de al menos 25 capas, con estratificación plano paralela, cada una con gradación normal y fragmentos subredondeados a subangulosos. La porción inferior de este paquete, contiene fragmentos de lapilli medio a ceniza gruesa y la porción superior presenta fragmentos de lapilli grueso. Dichos fragmentos son principalmente de lavas basáltica andesítica y en menor cantidad fragmentos ignimbríticos.

TN-C con 1.15 m de espesor, muestra estructuras de estratificación cruzada, dunas con dirección de transporte al suroeste y laminación conformada por ceniza, compuesta por fragmentos tamaño lapilli fino a ceniza; en algunas capas, dichas estructuras tienen gradación múltiple inversa y fragmentos alineados.

Según el análisis geomorfológico, se puede estimar un volumen mínimo de hasta $114.4 \times 10^6 \text{ m}^3$, para toda la unidad, el cual se calculó a partir de las dimensiones del cráter excavado (Nejapa C), por la erupción que originó la TN.

La edad máxima de TN está dada por un paleosuelo que suprayace a la Tefra Apoyeque Superior, que arrojó una edad de $7,135 \pm 125$ años AP. Esta muestra de paleosuelo, fue obtenida en la sección T22, ubicada al suroeste del Cono de escoria Altos de Ticomo.

6.6.- Secuencia Asososca.

6.6.1.- Unidad Toba Cuesta El Plomo (TCP)

Esta tefra fue reportada por Pardo et al. (2008) y aflora en el sector llamado Cuesta El Plomo, en las paredes internas de las estructuras nombradas aquí, como Cuesta El Plomo (A y B) y en cortes expuestos en las canteras al este de Ticomo B (cantera Cerro Los Martínez) (Figura 33). En este trabajo, se dividió a la TCP en dos unidades: Inferior y Superior. La unidad inferior, cubre discordantemente a la Ignimbrita de la Formación Las Sierrras, al noreste de Cuesta El Plomo (A) y por debajo de la Tefra Apoyeque Superior; por encima de esta secuencia, se encuentra en contacto erosivo y discordancia angular, la unidad superior que infrayace en contacto discordante, a la Toba Masaya.

La unidad-Inferior (oleadas piroclásticas ≥ 11.5 m espesor), está conformada por una capa de 7 m de espesor en la base, de estructura masiva, color gris oscuro, endurecida, conformada de ceniza, fragmentos redondeados de lapilli fino y líticos balísticos de composición andesítica y subredondeados grises en la cima (diámetros de hasta 1.5 m). La porción intermedia presenta un paquete de capas estratificadas endurecidas, de al menos 3.5 m de espesor y al norte a orillas del Lago Xolotlan, con espesores de hasta 9 m. Estas capas muestran estructuras plano-paralelas, conformadas principalmente por

fragmentos de lapilli medio a fino y ceniza de color gris, subredondeados, en contacto grano a grano, con líticos balísticos de composición andesítica-basáltica. La porción superior es una capa de caída deleznable, de estructura masiva, hasta de 1 m de espesor mal seleccionada, con líticos tamaño lapilli grueso, soportada por fragmentos de lapilli fino y ceniza mal.

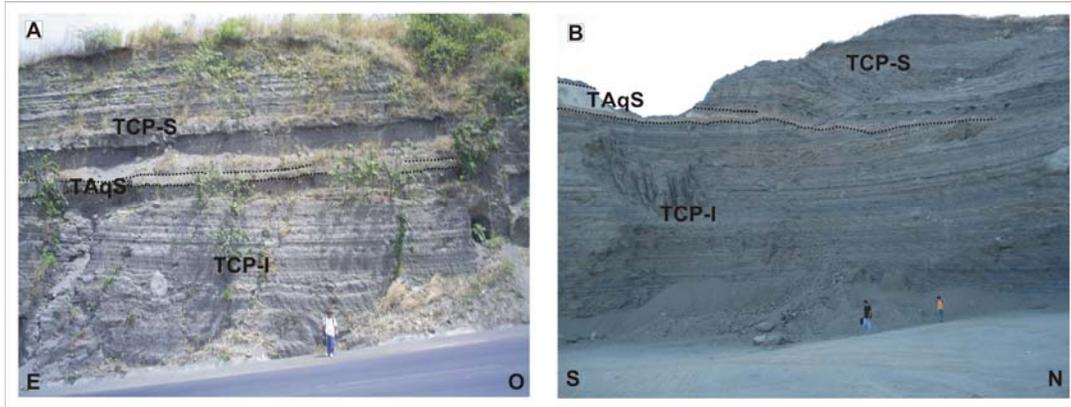


Figura 33. A) Vista general de la Tefra Cuesta El Plomo-Inferior (TCP-I), Tefra Apoyeque Superior (TAqS) y la Tefra Cuesta El Plomo-Superior (TCP-S), en el punto control C2. B) La misma secuencia (TCP-I, TAqS y TCP-S), en la cantera Cerro los Martínez (punto de control C4). En algunos sectores, la TCP-S y TCP-I se encuentra en contacto directo y discordancia angular debido a que TCP-S, erosiono a la TAqS.

La CPT-Superior, presenta oleadas piroclásticas de 4.5 y 6 m de espesor. Está constituida por una parte basal, en contacto erosivo sobre la Tefra Apoyeque Superior, con un espesor ~2 m continuo lateralmente, de estructura masiva, color gris, deleznable. La forman fragmentos tamaño lapilli medio a fino y ceniza, con líticos balísticos de lavas de composición andesítica-basáltica, de hasta 20 cm de diámetro. Hacia la cima está cubierta por una capa de ceniza endurecida, de ~20 cm. La porción superior, está conformada por una secuencia de capas de 3 m de espesor, en los sectores al noreste de Cuesta El Plomo (B), la cual tiene un espesor de 30 cm. Se caracteriza por presentar estructuras plano paralelas, que muestran fragmentos lapilli medio-fino y ceniza gruesa, clastos soportados, con estructuras de dunas mal desarrolladas y líticos balísticos de lavas, con 20 cm de diámetro. La cima de este depósito está erosionada por depósitos fluviales.

Según Pardo et al. (2008), este depósito se encuentra aflorando en las paredes orientales del Cráter Asososca, al nivel del agua y por debajo de la Toba Ticomo. La descripción de estos autores sobre esta unidad con tres subunidades, probablemente corresponda a la unidad CPT-Inferior, descrita en este trabajo. Todos estos depósitos, tienen su origen en los cráteres coalescentes denominados Cuesta El Plomo (A y B) y Los Arcos, que fueron identificados mediante el análisis morfológico. Sin embargo por la cercanía de las fuentes, es necesario hacer un estudio detallado en la zona.

El volumen de la TCP, no fue posible determinarlo, debido a que las paredes de los anillos de toba de Cuesta El Plomo (construidos por esta unidad de tefra), están completamente erosionadas.

6.6.2.- Unidad Tefra Refinería (TR)

La TR, fue definida por Pardo et al. (2008), y se encuentra expuesta en la pared interna norte del cráter Asososca, en donde cubre en contacto erosivo a la Toba Ticomo e infrayacente a la Tefra Satélite (Figura 30). Según Pardo et al. (2008), esta unidad, está conformada por una sucesión de dos depósitos de oleadas piroclásticas secas y de ceniza interestratificada compuesta por una secuencia de caídas de escorias, cenizas y lapilli acrecional. El espesor promedio de esta secuencia es de 20 m. Los depósitos de oleadas secas de ceniza inferior, contienen algunas huellas de impacto cuya orientación indican que proceden del noreste (Cráter Refinería).

El volumen de esta unidad no fue posible determinarlo por medio del análisis geomorfológico del Cráter Refinería, debido a que esta estructura no está bien preservada, por el efecto de la erosión y sedimentación de la misma. Otra razón, es que este depósito está expuesto en pocas secciones. De acuerdo a Pardo et al., (2008), esta unidad tiene una edad aproximada de $9,380 \pm 280/-270$ años AP.

6.6.3.- Unidad Tefra Satélite (TS)

Pardo et al. (2008) describieron a esta unidad, que está expuesta en la pared interna norte de Asososca, en contacto erosivo, sobre el suelo desarrollado encima de la Tefra

Refinería (Figura 30). De acuerdo a Pardo et al. (2008), dicha unidad corresponde a una sucesión de oleadas piroclásticas. Este conjunto de oleadas presenta una parte basal, conformada por lapilli y soportada por una matriz de ceniza. Cada porción basal, está cubierta por una porción superior de aspecto masivo, endurecida de ceniza con lapilli acrecional y huellas de impacto, que apuntan hacia el occidente y noroccidente (cráter Satélite).

La estructura que dio origen a esta tefra, se encuentra en coalescencia con los cráteres Refinería y Asososca, y está poco preservada por erosión. Debido a esto, no se pudo estimar el volumen emitido por dicho cráter, además de que sus depósitos están expuestos en pocas secciones estratigráficas. De acuerdo a Pardo et al., (2008), la edad se estima más joven, que la edad calculada a los depósitos de la Tefra Refinería.

6.6.4.- Unidad Flujos Piroclásticos de Ceniza (FPC).

La unidad FPC, fue definida por Pardo et al. (2008) y aflora por encima de la ST, en la pared noroeste (Figura 30) y en discordancia angular con las Lavas Batahola. Mientras que al norte de Asososca, está por encima de la ST y por debajo en contacto directo, de dichas Lavas Batahola. Según Pardo et al. (2008), la PAT consiste en tres capas de depósitos de flujo de ceniza, con espesores que varían lateralmente de 1 a 17 m, debido a la paleo-erosión. Esta unidad se caracteriza por presentar una estructura masiva, muy mal seleccionada, soportada por matriz, con fragmentos redondeados de pómez amarilla y fragmentos líticos tamaño lapilli, en una matriz de ceniza.

Debido a que la mencionada unidad aflora localmente y porque aflora de forma discontinua lateralmente, fue difícil determinar su fuente y volumen aproximado.

6.6.5.- Unidad Tefra La Embajada (TE).

A 450 m al sureste de Asososca, se localiza el Cono de escoria La Embajada (Figura 34). La base consiste de lavas de composición basáltica, con espesores < 30 m. La porción superior consiste de un cono principal de escoria, que se eleva 200 m por encima de las lavas. No fue posible describir los depósitos de este cono, debido a que es área privada,

donde se ha construido la Embajada de los Estados Unidos. En los sectores noreste y norte, fueron localizados dos conos de escorias mediante trabajo de campo, ya que por medio del análisis de fotografías aéreas, no fue posible identificarlos, porque están enmascarados por zonas marginales y frentes de lavas, debido a su pequeña dimensión. Actualmente estos conos, están completamente desgastados por la erosión antrópica.

Solamente fue posible describir el pequeño remanente (cono de escoria) que se localiza al norte, como una sucesión de al menos 20 capas de escoria roja juvenil de caída, con un espesor total mínimo estimado de 11 m. Estas capas se caracterizan por estar pseudoestratificadas buzando hacia el norte, en contacto neto por encima de un paleosuelo de color rojo, el cual no fue posible fechar, debido a que este suelo está completamente oxidado (Pardo et al., 2008). Generalmente estas capas tienen estructura masiva, aglutinados, clasto soportado, mala selección, conformado de escorias tamaño lapilli a ceniza gruesa, con bombas y bloques de lava, de composición basáltica a andesítica-basáltica. Dichas capas están cortadas en discordancia angular, por un dique de lavas andesítica-basáltica. Este cono de escoria, está afectado por una falla normal de dirección N30°E. El volumen de este depósito no fue posible medirlo, debido a que está intensamente erosionado.

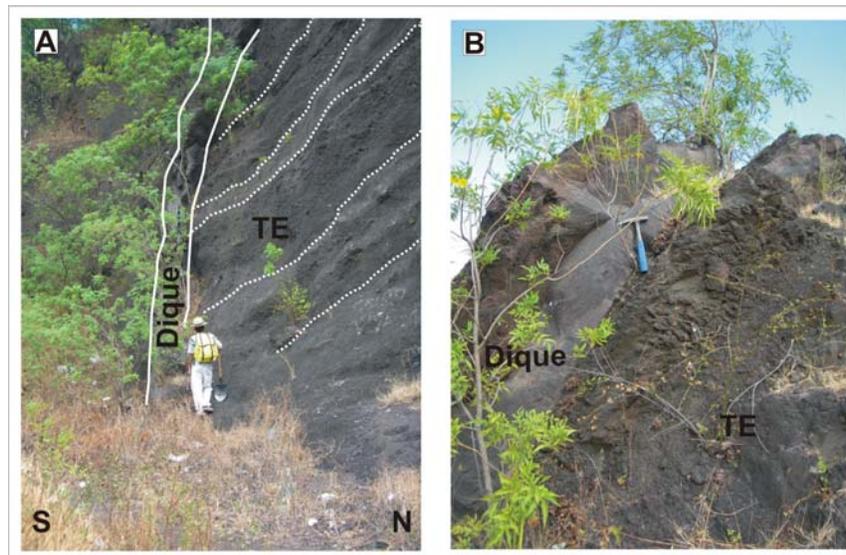


Figura 34. A) Corte de la Tefra la Embajada (TE), conformada por depósitos de caída de escorias cercanos a la fuente. Se aprecia la disposición de las capas y un dique que corta discordantemente. Detalle de un dique con dirección SE-NO. B) Otro dique, que tiene una dirección NE-SO.

6.6.6.- Unidad Tefra El Hormigón (TH)

Esta tefra fue reportada por Pardo et al., (2008) y está expuesta localmente en una cantera, a aproximadamente 200 metros del suroeste de Asososca. Es de poca extensión y conforma el denominado Cerro El Hormigón. Este cerro no fue posible identificarlo mediante el estudio geomorfológico, debido a su pequeña dimensión y porque está completamente erosionado antrópicamente. En los cortes expuestos en la cantera, con el mismo nombre esta unidad, está en contacto erosivo discordante por debajo de la Tefra Asososca. En los sectores al noroeste de Motastepe y en los cortes sobre la Carretera Nueva a León, al suroeste de Asososca, la TH se encuentra cubriendo los depósitos de la Tefra Nejapa-Norte e infrayacente a la Tefra Motastepe (Figura 30, 31 y 35). A lo largo de la Carretera Nueva a León, al suroeste de Asososca, Pardo et al., (2008) asociaron la TH, como perteneciente a la última fase eruptiva “*NNT-D*”, de la actividad que originó a la Tefra Nejapa Norte. Esta *NNT-D*, corresponde a la Tefra El Hormigón a una distancia de 200 m de la fuente.

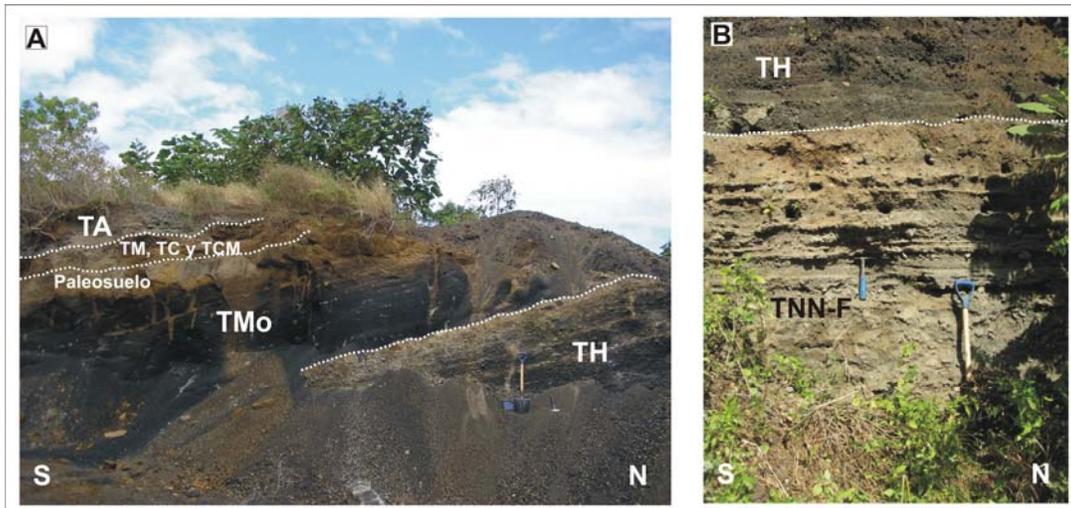


Figura 35. A) Vista panorámica de la sección estratigráfica A11, que muestra la superposición de la Tefra El Hormigón (TH), Tefra Motastepe (TMo), Triple Capa Masaya (TCM), Tefra Chiltepe (TC), Toba Masaya (TM) y Tefra Asososca (TA). B) Sección estratigráfica A10, en donde aflora el contacto directo entre la Tefra Nejapa-Norte (TNN) y la Tefra El Hormigón (TH).

Según Pardo et al. (2008), la TH consta de una sucesión de oleadas formada por tres unidades: En la base con espesor mínimo estimado de 6 m, masiva, conformada por

escoria juvenil de caída tamaño lapilli, bombas aglutinadas de 1.2 m; en la porción intermedia, representada por 6 capas con un espesor total de 4.3 m, constituida de escoria juvenil negra de caída, tamaño lapilli media y bloques aglutinados de lava. Por último la porción superior, compuesta por una capa masiva de hasta 13 m de escorias de caída, tamaño lapilli y bombas de lava de composición basáltica, orientadas a favor de la pendiente. En los sectores sureste del Cono de escoria El Hormigón, las escorias son rojas con estructuras aglutinadas y en los tramos noroeste, las escorias de color negra se encuentran sueltas.

El volumen de este depósito de caída de escorias, no fue posible determinarlo, debido a que se encuentra completamente erosionado antrópicamente.

6.6.7.- Unidad Tefra Asososca (TA)

La unidad TA, fue definida primero por Pardo et al. (2008) y aflora ampliamente en superficie al noroeste del complejo Nejapa y suroeste del Cráter Asososca. Esta unidad, enmascara completamente a los conos de escoria Motastepe y Hormigón, solo se observa en las canteras. Al noroeste del cerro Motastepe se encuentra en contacto erosivo, sobre el suelo que está por encima de la Toba Masaya y a veces en contacto directo discordantemente con la Tefra Motastepe (Figura 36). En el sector suroeste de Asososca, se encuentra en contacto erosivo discordante con la tefra El Hormigón. En algunos afloramientos a lo largo de la Carretera Nueva a León, al suroeste de Asososca, esta unidad está en contacto erosivo concordante, sobre un depósito de flujo de escombros que sobreyace a la Toba Masaya, que también es apreciable en la ladera interna suroeste de Asososca.

La TA, consiste en una sucesión de oleadas basales piroclásticas secas, con un espesor promedio de aproximadamente 28 m. Esta secuencia esta constituida por ceniza gruesa y lapilli. En sectores muy cercanos al Cráter Asososca, la TA, se caracteriza por estratificación cruzada, desarrollo de dunas y huellas de impacto que apuntan hacia el cráter; del cráter, hay un dominio de capas con estratificación plana y algunas masivas.

Mediante el análisis geomorfológico del Cráter Asososca, se estimó un volumen mínimo de $117.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ de este depósito. La edad calculada para esta tefra es de $2,130 \pm 40$ años, determinada en una muestra de carbón en la base de la TA, tomada al noroeste de Cono de escoria Motastepe. Esta edad es más vieja que la determinada por Pardo et al. (2008) de $1,245 +125/-120$, fechada en un lahar que está ubicado por debajo de TA, en los lotes a lo largo de la Carretera Nueva León.

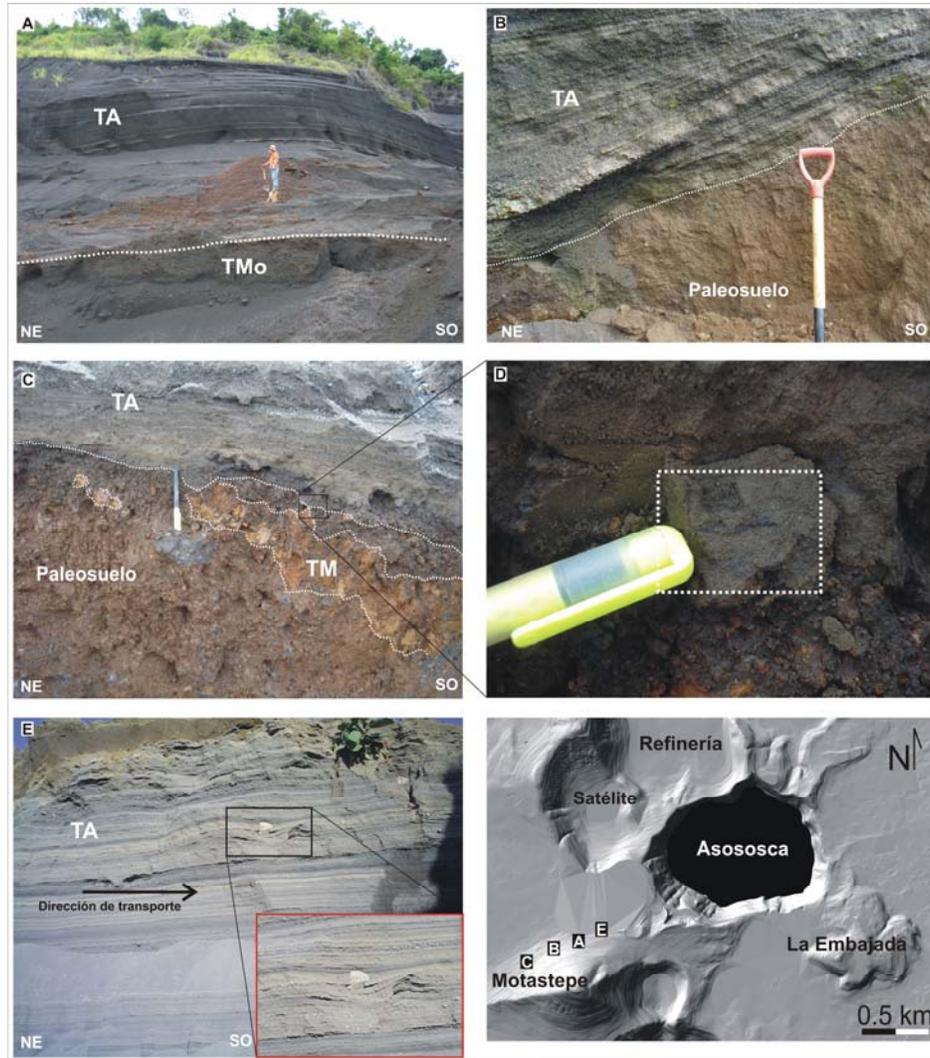


Figura 36. A) Vista noroeste del Cono de escoria Motastepe, donde está expuesta en contacto erosivo la Tefra Asososca (TA) por encima de la Tefra Motastepe (TMo). B) Detalle de TA con estratificación cruzada, que marca la dirección de transporte de TA de noreste a suroeste. C) Se observa TA en contacto erosivo por encima de la Toba Masaya (TM). D) Detalle de una muestra de carbón, dentro de la capa de tracción de TA. E) Detalle de una estructura “chute and pool”, que indica la dirección de transporte de la TA de NE-SO.

7.- DISCUSION.

La asociación entre volcanes monogenéticos alineados (conos de escoria, anillos de toba, maar y conos de toba) y sistemas de fallas normales o en algunos casos sistemas de fallas de rumbo, ha sido ampliamente estudiada durante las últimas décadas (por ejemplo: Nakamura, 1977; Suter, 1999; Connor y Conway, 2000). Existen muchos estudios en el mundo sobre el tema, como los realizados en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985; Connor, 1987; Hasenaka, 1994), zonas de rift volcánicos (Walker, 1999), en la Sierra Chichinautzin (Marquez et al., 1999), Campo Volcánico Lamongan (Carn, 2000), región de Apan (García-Palomo et al., 2002), Campo Volcánico Pali Aike (Mazzarini y D'Orazio, 2003), Campo Volcánico Auckland (Magill et al., 2005) y en la Caldera Colli Albani (Giordano et al., 2006). Esta misma asociación geológica, se da en el occidente del Graben de Managua, donde predomina un régimen extensional E-W, asociado con la formación de la Falla Nejapa que tiene un movimiento normal, con una componente lateral derecha (Espinoza, 2007) y a lo largo de la cual se emplazaron alrededor de 30 estructuras volcánicas. Con base en la densidad de estos aparatos volcánicos, el tipo de vulcanismo y la asociación de depósitos volcánicos (de acuerdo a la clasificación propuesta por Fisher y Schmincke, 1984; Connor y Conway, 2000), se propone el nombre de Campo Volcánico Nejapa.

En el estudio morfométrico de este trabajo, solamente se analizaron 19 estructuras volcánicas monogenéticas del campo volcánico, que comprenden desde el extremo sur de la Falla Nejapa, hasta las orillas del Lago Xolotlan. Cada aparato volcánico, se formó durante un solo episodio de actividad volcánica. Las formas más comunes determinadas fueron: conos de tobas (Satélite, Refinería y Cuesta El Plomo (A y B)); maares (Ticomo (A, B, C, D y E), Nejapa (C y N), Asososca, Los Arcos y Acahualinca); Conos de escoria (Altos de Ticomo, San Patricio, Motastepe, La Embajada y El Hormigón). A partir de este estudio geomorfológico y con apoyo de la correlación estratigráfica, se determinó que no existe una migración preferencial del vulcanismo a lo largo de la falla, sino que la actividad volcánica empezó en el segmento norte de la Falla Nejapa, como lo señaló Espinoza (2007).

7.1.- Evolución volcánica del Campo Volcánico Nejapa, occidente de Managua.

El Graben de Managua (GM), se formó aproximadamente en el Plio-Pleistoceno (Weinberg, 1992). Su origen está vinculado con el campo de esfuerzos regional y por ende, con la generación de fallas laterales, perpendiculares a la Cadena Volcánica de Nicaragua. Este graben, tiene una orientación N-S y representa una estructura extensional activa (Frishbutter, 2002). El graben está delimitado al Este, por la Falla Cofradía y al oeste, por el Escarpe Mateare. Dentro de la configuración estructural del graben, se ha reconocido en su porción oeste a la Falla Nejapa, con el emplazamiento de unas 30 estructuras volcánicas.

La evolución estructural del GM durante el Plio-Pleistoceno, ha estado sujeto a un régimen extensivo E-O y a una compresión N-S. Este régimen, originó el escalonamiento a lo largo de la Falla Nejapa, provocando una mayor apertura en su porción norte y un incremento de su longitud, favoreciendo el ascenso de magma con la ocurrencia de erupciones y formación de los primeros aparatos volcánicos en la zona. Desde entonces, los aparatos volcánicos han estado sujetos a un esfuerzo de extensión en dirección E-W, que ha provocado el colapso de varios de los aparatos volcánicos en esa misma dirección, que es perpendicular al rumbo de la falla y su elongación N-S (Espinoza, 2007).

El registro histórico actual del vulcanismo activo en la zona, probablemente comenzó en el Pleistoceno superior, y describe frecuentemente actividad freatomagmática, estromboliana y efusiva; contemporáneamente a la formación del GM y la Falla Nejapa. El registro estratigráfico indica, que las erupciones en el Campo Volcánico Nejapa fueron precedidas por caídas de tefra de tipo pliniano y freatoplino, provenientes de los complejos volcánicos Chiltepe (perteneciente al segmento norte de la Falla Nejapa), Masaya y Apoyo. La base de la secuencia estratigráfica del área de estudio, está conformada por una Ignimbrita basáltica, que forma el substrato local. Esta ignimbrita pertenece a la porción superior de la Formación Las Sierras, que tiene una edad probable de ~34 ka; fue seguida de erupciones efusivas, provenientes del sur del área, ocasionando erupciones fisurales que

probablemente ocurrieron hace 34 a 30 ka, y dentro de este lapso de tiempo, ocurrieron las Lavas de Ticomo.

Seguidamente, aconteció la erupción del Volcán Masaya, que originó la caída de Tefra Fontana hace ~ 30 ka, cubriendo toda la región con un espesor máximo de hasta 1.6 m. Posteriormente, entre 30 y 17 ka, tuvo lugar la apertura de la Falla Nejapa y seguidamente en este lapso sobrevino un proceso sin-tectónico en la parte norte de la Falla Nejapa, que favoreció una mayor apertura de dicha falla. Esto permitió el emplazamiento de erupciones explosivas y quizá efusivas en el Complejo Chiltepe, debido al desplazamiento de la falla. El vulcanismo explosivo a lo largo de la Falla Nejapa, inició hace ~ 17 ka, con la emisión de los depósitos de la Tefra Apoyeque Inferior, que no afloran en el área de estudio, pero que fueron encontrados en el Complejo Volcánico de Chiltepe (porción norte de la falla), por Kutterolf et al. (2007). Esto concuerda con la génesis y evolución de la Falla Nejapa, que tiene su mayor apertura en el extremo norte y su ápice en la parte sur (Espinoza, 2007).

La actividad continuó al sur del Complejo Chiltepe, con una erupción freatomagmática que generó oleadas piroclásticas húmedas, seguidas de oleadas piroclásticas secas, que fueron emplazadas en su mayoría hacia el oeste, erosionando a la Tefra Fontana (~30 ka) y en parte a las ignimbritas basálticas, de la Formación Las Sierras. Esto transformó el paleo-relieve y cambió el nivel del Lago de Managua. Dichas erupciones dieron lugar al Cono de tobas Cuesta El Plomo (A), constituido por la Tefra Cuesta El Plomo-Inferior (Figura 37.A). Posteriormente, a unos 3.8 km al sur, se originó una erupción fisural de composición basáltica de poca extensión, seguida de una erupción estromboliana que produjo la Tefra La Embajada y formó lo que actualmente se conoce, como el Cono de escorias La Embajada (Figura 37.B).

Una nueva erupción, ocurrió en el extremo sur de la zona, generando una secuencia de oleadas piroclásticas secas, intercaladas con flujos de bloques y cenizas hacia el norte, en favor de la pendiente preexistente, lo que produjo la Toba Ticomo (Figura 37.C). Esta tefra, aflora en su mayor parte en la ladera oeste de Nejapa (C), donde se observaron estructuras de

dunas que migran hacia el norte, lo que sugiere, que la fuente está asociada a la formación de los Mares Ticomo (A, B, C, D y E).

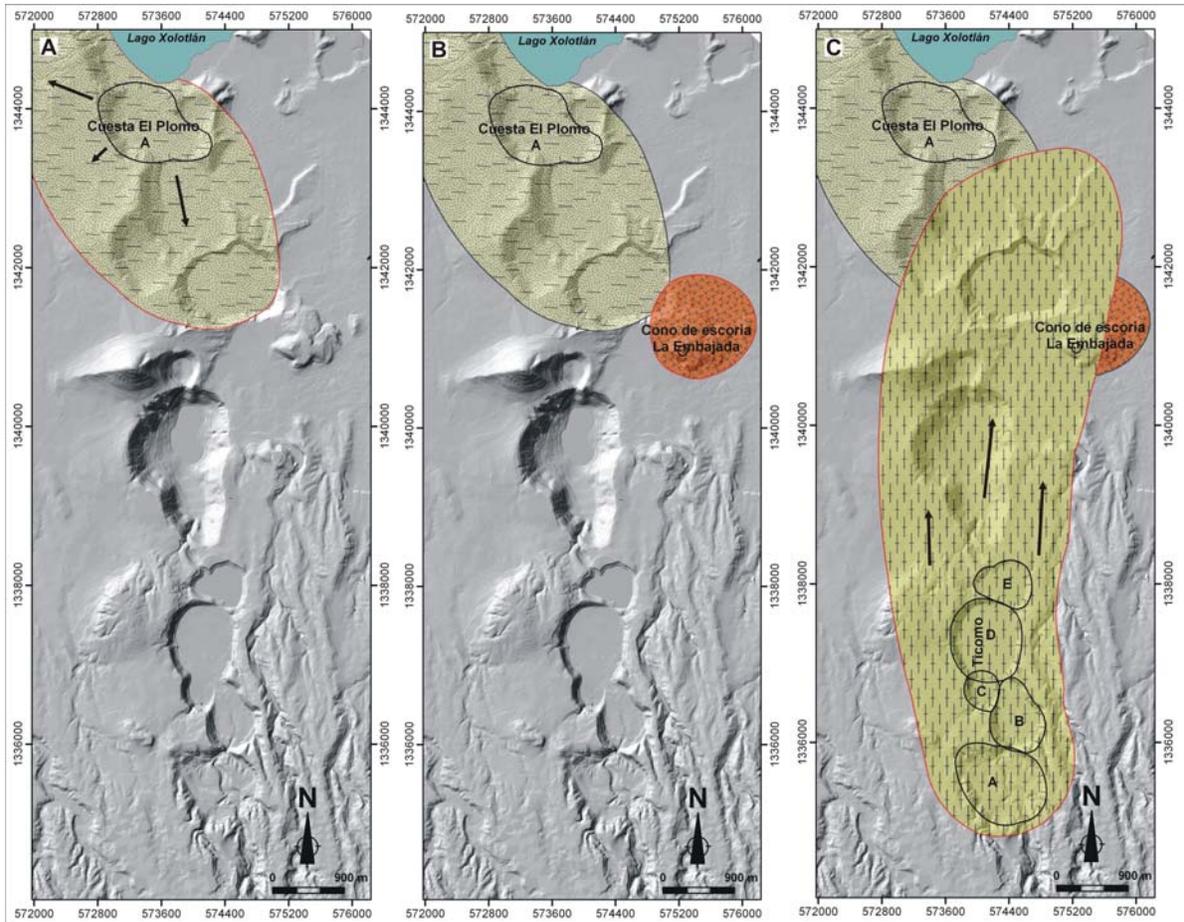


Figura 37. Imagen morfológica de relieve de sombras, que muestra la evolución volcánica de la zona. A) Zona afectada por los depósitos de oleadas piroclásticas basales provenientes del Cono de Tobas Cuesta El Plomo A. B) Actividad efusiva y explosiva tipo estromboliana relacionada a la formación del Cono de escoria La Embajada. C) Área afectada por las oleadas piroclásticas basales, emplazadas a favor de la pendiente y originadas por la formación de los cráteres que conforman Ticomo. Las flechas indican la dirección de transporte de las oleadas piroclásticas.

Después, se generaron lahares provenientes de las partes elevadas al sur de la región, que erosionaron la superficie de la Toba Ticomo, como fue observado en la superficie del depósito al sur y oeste de Ticomo y Nejapa. El registro estratigráfico, indica que esta secuencia fue cubierta por los depósitos plinianos, de ceniza rica en pómez, identificados

como Tefra Apoyo Superior, procedentes del Volcán Apoyo hace 24, 650 +/-120 años. El desarrollo del suelo en la superficie de esta tefra, indica que ocurrió un lapso de inactividad volcánica en la región, seguido por una erupción estromboliana que emitió escorias y bombas, depositando la Tefra San Patricio y el Cono de escorias San Patricio, al este de Nejapa (Figura 38.D).

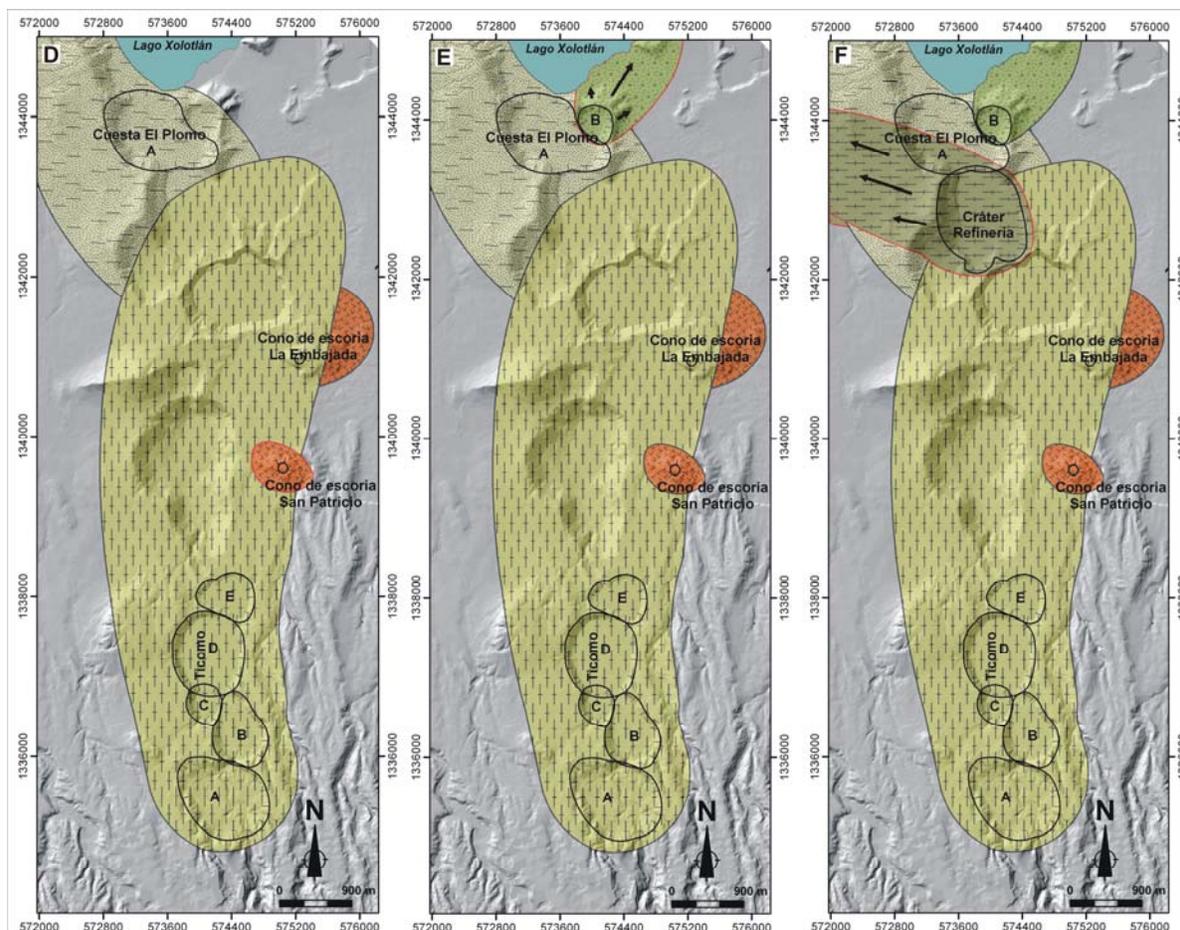


Figura 38. D) Actividad explosiva tipo estromboliana debido a la formación del Cono de escorias San Patricio. E) Formación del Cono de tobas Cuesta El Plomo B y sus depósitos asociados. F) Área afectada por los depósitos de oleadas piroclásticas basales provenientes del Cráter Refinería. Las flechas indican la dirección de transporte de las oleadas piroclásticas.

Después de un periodo de reposo, una nueva erupción de tipo pliniana ocurrió en el Complejo Volcánico Chiltepe y generó la depositación de la Tefra Apoyeque Superior hace 12, 285 +280/-270 años, que cubrió toda la región con una capa de pómez espesa. Poco

tiempo después, inició una erupción hidromagmática que originó oleadas piroclásticas secas, produciendo la Tefra Cuesta El Plomo-Superior y formando el Cono de tobas Cuesta El Plomo (B) (Figura 38.E); este depósito se encuentra en discordancia angular y en contacto erosivo, sobre los depósitos de Cuesta El Plomo (A) y Apoyeque Superior.

La actividad freatomagmática migró a unos 2 km al sur del Cono de tobas Cuesta El Plomo (B), con explosiones que originaron oleadas piroclásticas que se dispersaron en su mayoría hacia el oeste, formando dos cráteres de explosión, denominados Cono de Tobas Refinería y Satélite (Figura 38.F; Figura 39.G). La primera erupción (Tefra Refinería), tuvo lugar hace $9,380 \pm 280/270$ años y fue seguida después de un tiempo de reposo, por la formación de un suelo debido a la emisión de la Tefra Satélite depositada. De acuerdo con el registro estratigráfico, subsecuentemente ocurrió una erupción, que produjo flujos piroclásticos de pómez y ceniza, cuya fuente no fue posible determinar y se encuentran en discordancia angular a las Lavas Batahola.

Otra erupción de tipo fisural, ocurrió al sur del Cono de tobas Satélite y originó las lavas de composición basáltica-andesítica (Bataholas), que se emplazaron hacia el norte y en dirección de la pendiente preexistente; según el registro estratigráfico y la paleotopografía, su origen está ligado a la fase inicial, de la formación de los conos de escoria Motastepe y Hormigón.

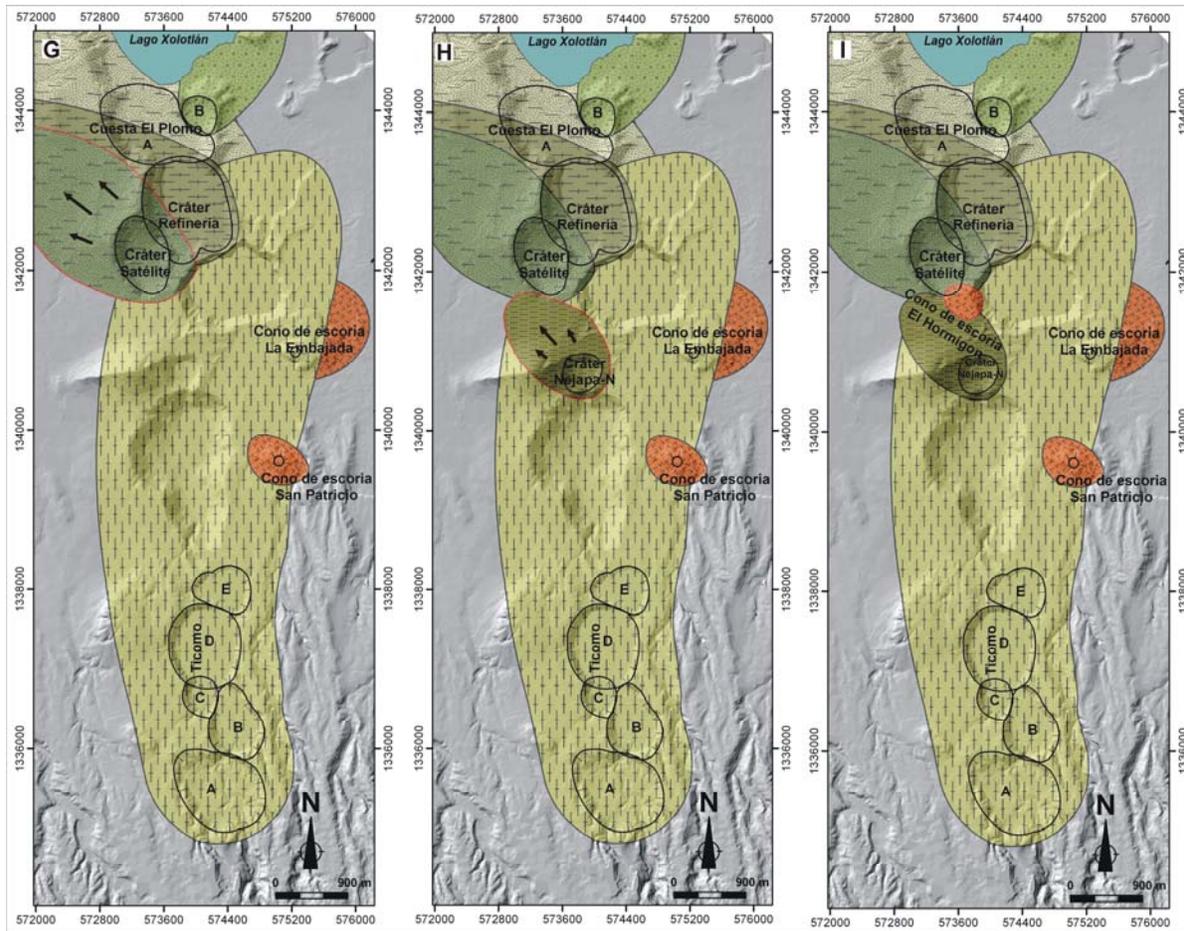


Figura 39. G) Actividad freatomagmatica y área afectada por los depósitos de oleadas piroclásticas basales provenientes del Cono de tobas Satélite. H) Área afectada por los depósitos de oleadas basales provenientes del Cráter Nejapa-Norte. I) Formación del Cono de escorias El Hormigón. Las flechas indican la dirección de transporte de las oleadas piroclásticas.

Una nueva erupción freatomagmática produjo el Cráter Nejapa (N) (Figura 39.H); las oleadas piroclásticas resultantes se propagaron hacia el noroeste del actual cráter, de acuerdo con estructuras de dunas y balísticos que así lo señalan. Nueva actividad magmatica se centró posteriormente al NO del cráter Nejapa, con la emisión de caída de escorias y balísticos de la Tefra El Hormigón, que formó el cono de escorias del mismo nombre (Figura 39.I). La actividad estromboliana migró hacia el SO, para emitir la Tefra Motastepe hace 7, 295 +215/210 años, mediante la emisión de caídas de escorias y bombas volcánicas de composición basáltica, que conforman el cono del mismo nombre (Figura 40.J).

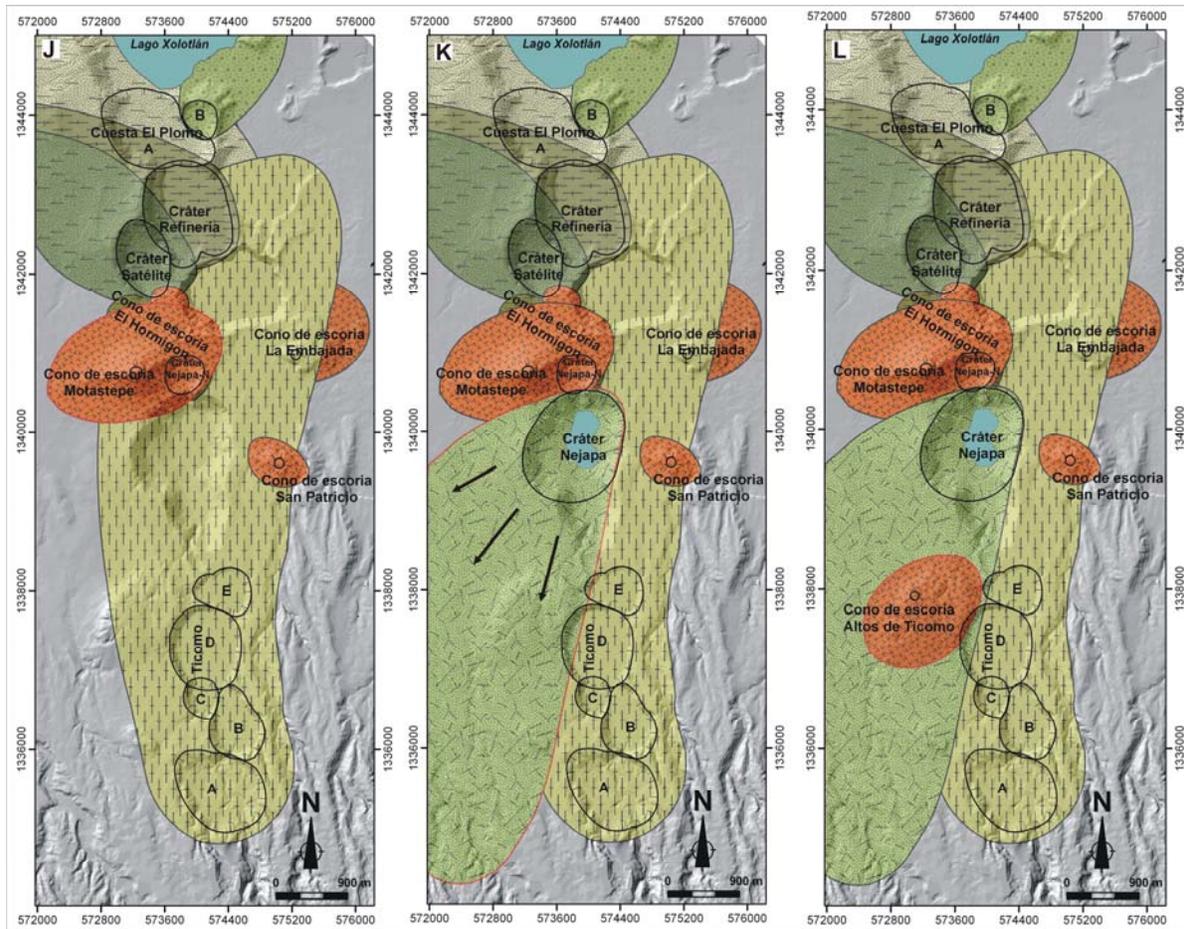


Figura 40. J) Formación del Cono de escorias Motastepe asociada. K) Actividad freatomagmatica y area afectada por las oleadas piroclásticas basales, provenientes de Maar Nejava. L) Actividad estromboliada asociada a la formación del Cono de escorias Altos de Ticomo. Las flechas indican la dirección de transporte de las oleadas piroclásticas.

Posteriormente, la actividad a lo largo de la falla, dió lugar a una erupción freatomagmática al norte del complejo Ticomo, que originó una secuencia de oleadas piroclásticas secas, que fueron dispersadas hacia el suroeste depositando a la Tefra Nejava, hace 7, 135 +/- 90 años (Figura 40.K). Debido a que los depósitos de este evento, fueron encontrados en su mayor parte al suroeste de la zona de estudio, es muy probable que la explosión haya sido dirigida lateralmente. La forma elongada del Cráter Nejava, en dirección noreste-suroeste y la presencia de estructuras de dunas que migran hacia el suroeste, indican que la fuente está asociada a la formación del Maar Nejava. A este evento le siguió una erupción estromboliana ocurrida al oeste de Ticomo, que dió lugar a la depositación de la Tefra Altos

de Ticomo (Figura 40.L), cono que está cubierto y enmascarado, por depósitos de flujos de escombros provenientes del sur de Managua.

Después de un largo periodo de reposo, entró nuevamente en actividad el Volcán Masaya hace 5, 755 +/- 90 años, con la erupción de la Triple Capa Masaya, que depositó oleadas piroclásticas intercaladas con cenizas de caída. De la misma forma, el Complejo Volcánico de Apoyeque entró en actividad con una erupción pliniana, que produjo la depositación de la Tefra Chiltepe, hace 4, 090 +110/-105 años. Esta tefra fue parcialmente removilizada en el área de estudio, dado que su depósito es discontinuo y está formado por lentes de pómez o como pómez dispersa, en el paleosuelo inferior.

Una de las últimas erupciones conocidas del Volcán Masaya, aconteció hace 3, 485 +/- 90 años, originando una secuencia de oleadas piroclásticas, intercaladas con caídas de cenizas. En la zona sólo aflora la caída de cenizas, debido a la distancia del centro de emisión, además de que en algunos sectores este depósito fue erosionado por un flujo de escombros, por lo que aparece en esos lugares de manera discontinua.

La última erupción conocida en el área, sucedió hace 2, 130 +/-40 años y dió lugar a la formación del Maar Asososca, siendo responsable del emplazamiento de oleadas piroclásticas, que se movieron hacia el suroeste del cráter y depositaron a la Tefra Asososca (Figura 41).

La deposición de la Tefra Asososca, quizás esté relacionada con la dispersión de las nubes en una sola dirección, dado que sus depósitos fueron encontrados en su mayor parte, al suroeste de la zona.

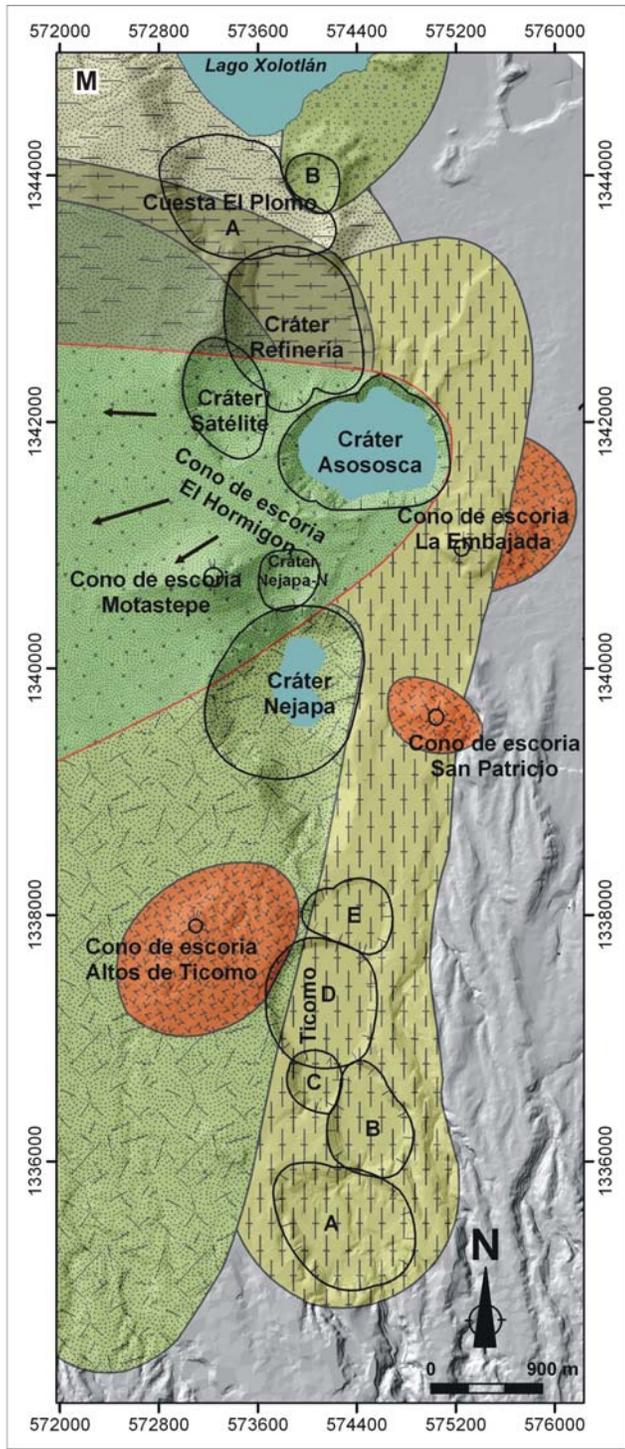


Figura 41. Finalmente la actividad freatomagmática, asociada a la formación del Maar Asososca y el área afectada por los depósitos piroclásticos de oleadas basales. Las flechas indican la dirección de transporte de las oleadas piroclásticas.

7.2.- Implicaciones del peligro y expectativas de riesgo.

El estudio realizado durante este trabajo, indica que el Campo Volcánico Nejapa, es geológicamente activo, altamente explosivo y que su última erupción ocurrió hace 2, 130 +/- 40 años AP. Las erupciones más comunes en la zona son de tipo freatomagmático, estromboliano y fisural y deben ser tomadas en cuenta, para la elaboración de planes de contingencia locales. El propósito de esta sección, es contribuir a una evaluación preliminar del peligro actual, en el occidente de la Ciudad de Managua (capital de Nicaragua). Esta evaluación se basa en la probabilidad, de que una nueva erupción ocurra en el área con base en el estudio estratigráfico, geomorfológico y estructural.

La existencia de 19 estructuras volcánicas monogenéticas, los fechamientos radiométricos y la cinemática activa de la Falla Nejapa, indican que el área tiene un riesgo potencial alto, de que una erupción ocurra en dicha área. En esta región habitan más de 500,000 habitantes, en una superficie aproximada de 74.5 km². Igualmente el registro tefro-estratigráfico, nos advierte sorprendentemente, que 23 erupciones han afectado la zona en menos de ~30,000 años. De éstas, 16 han sido originadas a lo largo del segmento sur de la Falla Nejapa y parte del segmento central.

En el estudio geomorfológico, se obtuvo el volumen estimado de material expulsado por algunas de las erupciones; estos valores señalan, que la actividad histórica ha registrado erupciones con un Índice de Explosividad Volcánica de magnitud 2, de acuerdo con la clasificación de Newhall y Self (1982). Asimismo, se registró la presencia de depósitos de caídas y oleadas intercalados, producidos por erupciones freatoplinianas y plinianas, originadas en los complejos volcánicos de Apoyo, Masaya y Apoyeque, con VEI > 2 y reportadas en trabajos anteriores (Pérez y Freund, 2006; Wehrmann et al., 2006; Kutterolf et al., 2007)(ver Tabla 5).

Tabla 5.
Historia de la actividad eruptiva del occidente de Managua.

<i>Deposito</i>	<i>Descripción de la actividad</i>	<i>Edad</i>	<i>VEI</i>	<i>VEI tomado de Referencia</i>
<i>ISAB</i>	Erupción explosiva, flujos ignimbríticos.	~34,000*	-	-
<i>LT</i>	Erupción fisural, flujos de lava.	~32,000	No explosivo	-
<i>TF</i>	Erupción explosiva, caída de escoria.	~30,000*	4	Wehrmann et al., 2006
<i>TCP-I</i>	Erupción explosiva, oleadas piroclásticas húmedas.	~28,500	≤ 2	Este estudio
<i>TE</i>	Erupción explosiva, flujos de lava y caídas de escorias.	~27,000	≤ 2	Este estudio
<i>TbT</i>	Erupción explosiva, 5 oleadas piroclásticas secas subsecuentes.	~25,500	2	Este estudio
<i>TAS</i>	Erupción explosiva, caída de pómez.	24,650+/-120*	5	Kutterolf et al., 2007
<i>TSP</i>	Erupción explosiva, caída de escorias y balísticos.	~18,500	≤ 2	Este estudio
<i>TAqS</i>	Erupción explosiva, caída de pómez.	12,285 +280/-270 *	4	Kutterolf et al., 2007
<i>TCP-S</i>	Erupción explosiva, oleadas piroclásticas secas y caída de ceniza.	~11,000	≤ 2	Este estudio
<i>TR</i>	Erupción explosiva, oleadas piroclásticas secas.	9,380+280/-270	≤ 2	Este estudio
<i>TS</i>	Erupción explosiva, oleadas piroclásticas secas.	~8,900	≤ 2	Este estudio
<i>FPC</i>	Erupción explosiva, flujos de pómez y ceniza.	~8,600	-	Este estudio
<i>LBT</i>	Erupción fisural, flujos de lava.	~8,300	No explosivo	-
<i>TNN</i>	Erupción explosiva, oleadas piroclásticas secas.	~7,980	2	Este estudio
<i>TH</i>	Erupción explosiva, caída de escorias y balísticos.	~7,600	≤ 2	Este estudio
<i>TMo</i>	Erupción explosiva, caída de escorias y balísticos.	7,295+215/-210	≤ 2	Este estudio
<i>TN</i>	Erupción explosiva, oleadas piroclásticas secas.	7,135+/-125	2	Este estudio
<i>TAT</i>	Erupción explosiva, caída de escorias.	~6,400	≤ 2	Este estudio
<i>TCM</i>	Erupción explosiva, caída de cenizas y oleadas húmedas.	5,755 +/-90*	3	Kutterolf et al., 2007
<i>TC</i>	Erupción explosiva, caída de pómez.	4,090+110/-105*	4	Kutterolf et al., 2007
<i>TM</i>	Erupción explosiva, oleadas piroclásticas húmedas y caída de cenizas.	3,485 +/-90*	4	Pérez y Freundt, 2006; Kutterolf et al., 2007
<i>TA</i>	Erupción explosiva, oleadas piroclásticas secas y húmedas.	2,130 +/-40	2	Este estudio

Clave: VEI: 2, erupción explosiva moderada; 3, erupción explosiva de moderada a grande; 4, erupción explosiva grande; erupción explosiva muy grande. Signos: ~, valores estimado en este estudio, de acuerdo con la información estratigráfica; ≤, valores estimado en este estudio, a partir de el estudio geomorfológico; *, erupciones provenientes del Complejo Masaya, Apoyo y Chiltepe. Los recuadros pintados en gris corresponden a erupciones freatomagmáticas del área.\

La evaluación del peligro volcánico a partir del registro estratigráfico, ha sido cuidadosamente estudiada durante los últimos años (por ejemplo: De La Cruz Reyna, 1996 y 1991; De La Cruz-Reyna y Carrasco-Núñez, 2002), determinando la probabilidad de que una erupción de cierta intensidad, pueda ocurrir en un lapso de tiempo. Este análisis, puede ser hecho con la distribución de eventos pasados, suponiendo que la actividad futura debería tener un patrón similar, incluyendo características no estacionarias (De la Cruz-Reyna, 1996). En la tabla 5, se enlistan todos los depósitos reportados en este trabajo e incluye para algunos depósitos su edad aproximada (tomando en cuenta la cantidad de erupciones y su distribución en el tiempo), dado que no fue posible fecharlos, pero que sí han sido considerados para este análisis, y tener una mejor idea del comportamiento de las erupciones en el tiempo, a lo largo del Campo Volcánico Nejapa. Asimismo, se determinó el VEI de algunas erupciones, que no se midieron con base en su volumen expulsado. Estos valores se obtuvieron, realizando una comparación entre las dimensiones de las estructuras, que sí fue posible medir. Para evaluar el peligro y la probabilidad subjetiva, se construyó un modelo aleatorio de la recurrencia de las erupciones, en términos del VEI vs el tiempo transcurrido (Figura 42).

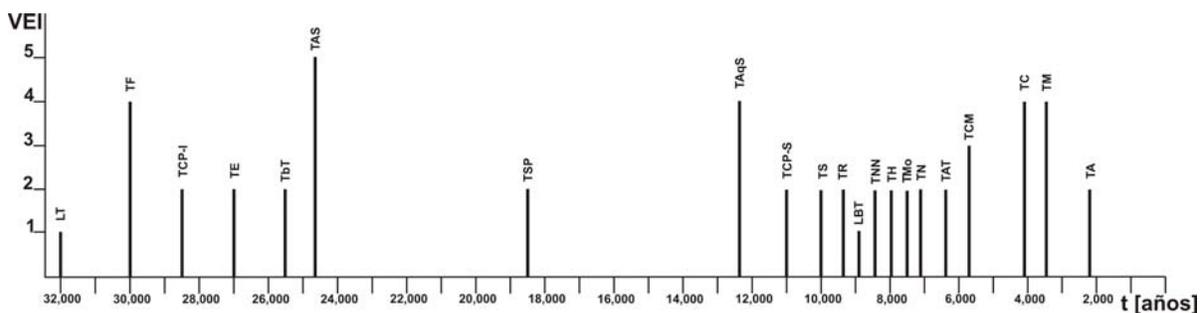


Figura 42. VEI vs. Tiempo. Recurrencia de erupciones, al occidente de la ciudad de Managua. Obtenido a partir de la tabla 5, de la historia de la actividad eruptiva.

En la figura 42, se contaron 13 erupciones explosivas en ~28,500 años, catalogadas con una magnitud del VEI = 2, deduciendo que la tasa eruptiva no es estable, ya que su recurrencia varía aproximadamente de 400 a 7,000 años.

Además, se determinó que las erupciones freatomagmáticas son más frecuentes, seguidas de las erupciones estrombolianas y fisurales. Esto sugiere que una erupción futura, podría ser de tipo freatomagmática.

Existen muchos testimonios arqueológicos, que revelan que los antiguos habitantes de Managua han sido sepultados e impactados, por erupciones provenientes de la Caldera Masaya. Dos de estos hallazgos arqueológicos, se mencionan en los párrafos siguientes, ubicándose en diferentes sectores de la actual capital de Nicaragua (Figura 43).

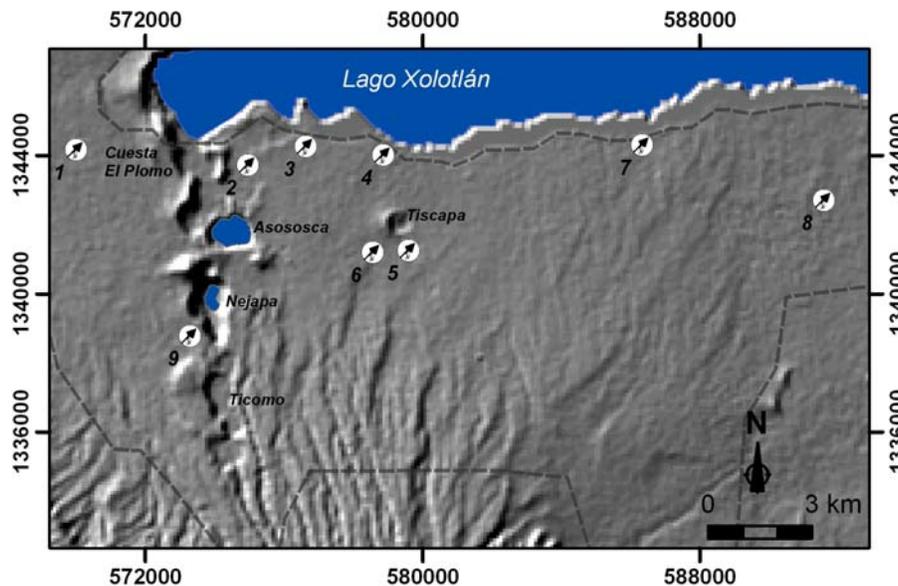


Figura 43. Mapa del área Metropolitana de Managua (la línea discontinua marca los posibles límites de la ciudad). Ubicación de los sitios arqueológicos investigados (modificado de Lange, 1996). 1-Ciudad Sandino; 2-Las Brisas; 3-Acahualinca; 4-Las Torres; 5-UNI; 6-Villa Tiscapa; 7-Los Placeres; 8-Zona Franca; 9-Nejapa.

Las Huellas de Acahualinca, se consideran el recuerdo prehistórico más antiguo de Nicaragua y fueron encontradas por Flint (1884) (ver Brinton, 1887). Existen varios trabajos relacionados con el tema (Brinton, 1887; Brown, 1947; Bryan, 1969; Matillo, 1977; Bice,

1985; Schmincke et al., 2008). Dichas huellas se han definido, como 21 pisadas de hombres, mujeres, niños, venado, nutria, aves y lagartijas, impresas en lodo volcánico (depósito de lahar Brown, 1947) que se dirigen al noroeste y cercanas a la orillas del Lago Xolotlan. La capa donde están impresas las huellas, que ha sido definida como lodo volcánico por varios autores, como Bice (1985), fue interpretada recientemente, como una representación de la fase inicial de una erupción freatomagmática (Schmincke et al., 2008). La mayoría de los estudios, han concluido que las personas que dejaron estas pisadas, probablemente escapaban de la impactante erupción subsecuente, que originó la Tefra Triple Capa Masaya, originada por el Volcán Masaya (Bice, 1985; Schmincke et al., 2008), dado que esta tefra cubre inmediatamente a dichas huellas.

Otros restos de osamentas indígenas, fueron encontrados en la Zona Franca, ubicada al este de la Ciudad de Managua, durante una excavación en el año 2001. Al respecto, existen varios artículos periodísticos (La Prensa, Edición No. 22462, 66 y Bolsa de Noticias Edición No. 2694, 2001). Esta osamenta, se encuentra incrustada en una capa de toba de 60 cm, por debajo de una capa de suelo aluvial (J. Espinoza y A. Pilato, comunicación personal con La Prensa y El Nuevo Diario). La capa de toba, cubre una capa lacustre y se caracteriza por ser de composición basáltica, arenosa, de color gris claro, grano fino, con fragmentos pisolíticos de 2 cm de diámetro se encuentra presencia de ceniza muy fina, formada por minerales. De acuerdo a las características de este depósito, se puede deducir que éste corresponde a la Toba Masaya (“Masaya Tuff“).

Los hallazgos arqueológicos y el crecimiento de la ciudad, sugieren una mayor probabilidad, de que pobladores contemporáneos al occidente de Managua, sean afectados nuevamente por erupciones originadas a lo largo del área. Una nueva erupción en la zona, podría ser catastrófico para la ciudad, debido a que es donde se concentra ~ 30 % de la población de la capital e infraestructuras importantes, como hospitales, industrias y servicios de acueductos municipales. La vulnerabilidad también es evidente por la presencia de rutas de transportes importantes, como: las carreteras Sur y Norte Panamericana y Carretera Nueva y Vieja a León, que conectan a los departamentos al occidente, norte y sur del país.

Asimismo, las erupciones ocurridas al occidente de Managua, están dentro de la clasificación de explosiones moderadas y sus depósitos no llegan a cubrir grandes extensiones. Estas representan un alto nivel de peligro y riesgo, con un potencial destructivo enorme, como lo demuestra el registro histórico en la región, según el cual, los depósitos piroclásticos de oleadas, caída de escorias-balísticos y coladas de lavas, han afectado zonas actualmente ocupadas por la Ciudad de Managua (Distrito 3, 2 y Ciudad Sandino). Este peligro puede ser medido de acuerdo a su *potencial destructivo*, que según Pyle (2000), se define como el área en la que se esperaría que las estructuras humanas, pudieran ser completamente destruidas como resultado de una erupción.

Igualmente es importante reflejar, que no existe una migración de la actividad volcánica monogenética preferencial y esta ausencia de migración, nos indica que una nueva erupción puede ocurrir en cualquier lugar del área, representando un alto grado de peligro. Sin embargo, debido a la geometría de la Falla Nejapa con la mayor apertura hacia el extremo norte, existe una mayor probabilidad de que ocurra una erupción, en este sector.

8.- CONCLUSIONES.

Las conclusiones del presente trabajo son las siguientes:

1.- El borde occidental del Graben de Managua está constituido por la Falla activa Nejapa, al occidente de la ciudad de Managua, Nicaragua. Al menos 30 estructuras volcánicas, han sido emplazadas a lo largo de esta falla, las que se conocen como Campo Volcánico Nejapa.

2.- Se definieron 19 estructuras volcánicas, en la porción sur-central de la falla y del campo volcánico que son: Conos de tobas (Satélite, Refinería y Cuesta El Plomo (A y B)); Maares (Ticomo (A, B, C, D y E), Nejapa (C y N), Asososca, Los Arcos y Acahualinca); Conos de escoria (Altos de Ticomo, San Patricio, Motastepe, La Embajada y El Hormigón), en un área de $\sim 74.5 \text{ km}^2$.

3.- Las rocas estudiadas del NVF, pertenecen a basaltos de la serie toleítica, con un contenido bajo- TiO_2 y un contenido de $\text{MgO} > 6 \%$ en peso comparado con el Arco Volcánico de Centro América. Además, presentan un fuerte enriquecimiento en elementos móviles (Cs, Ba, K, y Sr), U y anomalías negativas de HFSE (Th y Zr).

4.- Se identificaron 23 erupciones ocurridas durante los últimos $\sim 30,000$ años. Dieciséis de estos eventos, se originaron en el segmento sur de la Falla Nejapa y parte del segmento central. De las 16 erupciones, 13 han sido de tipo explosivo con una magnitud $\text{VEI} = 2$ y una amplia recurrencia que varía de 400 a 7,000 años. La erupción más reciente ocurrió hace 2,130 \pm 40 años, lo que implica que existe una probabilidad elevada, de que se presente una erupción en cualquier momento.

5.- Las erupciones freatomagmáticas son las más frecuentes, seguidas de estrombolianas y fisurales. Existen mayores posibilidades, de que la próxima erupción sea de tipo freatomagmático lo que pondría en riesgo a aproximadamente 536,493 habitantes, al oeste de Managua.

6.- Debido a que no existe un patrón de migración, de la actividad volcánica en el Campo Volcánico Nejapa, la próxima erupción podría ocurrir en cualquier lugar, lo que representa un alto peligro. Sin embargo, debido a la geometría de la Falla Nejapa, con la mayor apertura

hacia el extremo norte, existe una mayor probabilidad de que se manifieste una erupción, en este sector.

8.1.- Recomendaciones.

- 1.- Complementar la secuencia estratigráfica, a lo largo del segmento norte (Complejo Volcánico Chiltepe) y parte norte del segmento central de la Falla Nejapa, para tener un mejor control de la secuencia estratigráfica del Campo Volcánico Nejapa y realizar un mejor análisis de probabilidad de recurrencia.
- 2.- Implementar un plan de ordenamiento local, para evitar el crecimiento urbano desordenado y diseñar un esquema de contingencia y evacuación en caso de erupción, considerando los estudios geológicos.
- 3.- Monitorear la emisión de CO₂, de manera periódica junto con el monitoreo sísmico a lo largo de la Falla Nejapa, para poder pronosticar con mayor precisión eventos futuros.

9.- BIBLIOGRAFIA.

Bice, D.C., 1985. Quaternary volcanic stratigraphy of Managua, Nicaragua: Correlation and source assignment for multiple overlapping plinian deposits. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 96, 553-566.

Bonola, I., Salgado, D., Alvarez, A., Chavez, G., Echaverry, M., 2006. Zonificación de la ciudad de Managua por niveles de vulnerabilidad en cuanto a deslizamientos, flujo de lodos y debris. Programa de Cooperación Técnica y Científica entre México y Nicaragua, Proyecto 311NI135. Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), Managua.

Brinton, D. G., 1887, On an Ancient Human Footprint from Nicaragua: *American Philosophical Society, Abstracts*, p. 437.

Brown, R. W., 1947, Fossil plants and human footprints in Nicaragua: *Journal of Paleontology Abstracts with Programs*, v. 21, no. 1, p. 38-40.

Brown, R. D., Ward, P. L., and Plafker, G., 1973, Geologic and seismologic aspects of the Managua, Nicaragua, earthquakes of December 23, 1972: U. S. Geological Survey Professional Paper 838, 34 p.

Carn, S. A., 2000, The Lamongan volcanic field, East Java, Indonesia: physical volcanology, historic activity and hazards: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, no. 95, p. 81-108.

Carr, M. J., Feigenson, M.D. Bennett, E.A., 1990. Incompatible element and isotopic evidence for tectonic control of source mixing and melt extraction along the Central American arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105:369-380.

Carr, M. J., Feigenson, M. D., Patino, L. C., Walker, J. A., 2003. Volcanism and Geochemistry in Central America: Progress and Problems: American Geophysical Union, Geophysical Monograph 138, 153-173 p.

CEDEX-ENACAL, 1999, Convenio para la realización de trabajos y actividades de cooperación técnica, en materia de medio ambiente e infraestructuras, con los países de Centroamérica afectados por el Huracán Mitch. Proyecto Nicaragua 2. Evaluación del comportamiento estacional de la Laguna de Asososca. Informe técnico final. Tomo único. Madrid. 122 p.

Chan, L.H., Leeman, W.P. y you. C.F., 1999. Lithium isotopic composition of Central American Volcanic Arc lavas-implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids: *Chemical Geology*, v. 160, p. 255-280.

Connor, C. B., 1987. Structure of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n. 33, p. 191-200.

Connor, C. B., and Conway, F. M., 2000, *Basaltic Volcanic Fields: Encyclopedia of Volcanoes*, Academic press, San Diego, California, p. 331-343.

Dames y Moore-Lamsa, 1978, Estudio geológico de las ciudades del sistema metropolitano: Managua, Nicaragua, Vice-Ministerio de Planificación Urbana, 143 p.

De la Cruz-Reyna, S., and Carrasco-Núñez, G., 2002, Probabilistic hazard analysis of Citlaltépetl (Pico de Orizaba) Volcano, eastern Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, no. 113, p. 307-318.

DeMets, C., 2001, A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc: *Geophysical Research Letters*, v. 0. no. 0, p. 0.

DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.

Elming, S.-A., 1998. Estudio paleomagnético y determinaciones de edad K-Ar en rocas terciarias de Nicaragua, Centro América: Universidad Tecnológica de Lulea, Suecia, no. 0, p. 1-19.

Espinoza, F. J., 2007, Neotectónica de la Falla Nejapa, porción oeste del Graben de Managua-Nicaragua, [Ms.C. thesis]: México, Universidad Nacional Autónoma de México, 83 p.

Freundt, A., Kutterolf, S., Wehrmann, H., Schmincke, H.-U., Strauch, W., 2006a. Eruption of the dacite to andesite zoned Mateare Tephra, and associated tsunamis in Lake Managua, Nicaragua. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 149, 103-123.

Freundt, A., Kutterolf, S., Schmincke, H.-U., Hansteen, T., Wehrmann, H., Perez, W., Strauch, W., Navarro, M., 2006b. Volcanic hazards in Nicaragua: Past, present, and future. In: Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Carr, M.J., Ewert, J., Patino, L.C., Vallance, J.W. (Eds.), *Volcanic hazards in Central America. Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, pp. 141-165.

Frischbutter, A., 2002, Structure of the Managua graben, Nicaragua, from remote sensing images: *Geofísica Internacional*, v. 41, no. 2, p. 87-102.

Fisher, R. V., Schmincke, H-U., 1984, *Pyroclastic Rocks*: Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, Tokyo, 472 p.

García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., and Mora, J. C., 2002, Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan región, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, v. 41, no. 2, p. 133-150.

Gill, J. B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, 390p.

Giordano, G., De Benedetti, A. A., Diana, A., Diano, G., Gaudio, F., Marasco, F., Miceli, M., Mollo, S., Cas, R. A. F., Funicello, R., 2006. The Colli Albani mafic caldera (Roma, Italy): Stratigraphy, structure and petrology: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n. 155, p. 49-80.

Girard, G., and van Wyk de Vries, B., 2005. The Managua Graben and Las Sierras-Masaya volcanic complex (Nicaragua); pull-apart localization by an intrusive complex: results from analogue modeling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 144, 37-57.

Hansen, H., y Nielsen, T.F.D., 1999. Crustal contamination in Palaeogene East Greenland flood basalts: plumbing system evolution during continental rifting. *Chemical Geology*, 157: 89-118.

Hasenaka, T., and Carmichael, I. S. E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central México: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n. 25, p. 105-124.

Hasenaka, T., 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n. 63, p. 13-31.

Havlicek, P., Hradecky, P., Navarro, M., Novák, Z., Stanik, E., and Sebesta, J., 1997, Estudio para el Reconocimiento de la Amenaza Geológica en el área de Managua, Nicaragua: Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), Hradecky, p. Praga. Unpubl.

INETER, <http://www.ineter.gob.ni>.

Irvine, T. N., and Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523-548.

Iwamori, H., 1998. Transportation of H₂O and melting in subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 65–80.

Kuang, S. J., 1971. Estudio Geológico del Pacífico de Nicaragua, Nicaragua Catastro e Inventario de Recursos Naturales.

Kutterolf, S., Freundt, A., Pérez, W., Wehrmann, H., Schmincke, H.-U., 2007. Late Pleistocene to Holocene temporal succession and magnitudes of highly-explosive volcanic eruptions in west-central Nicaragua. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 163, 55-82.

La Femina, P. C., Dixon, T. H., and Strauch, W., 2002, Bookshelf faulting in Nicaragua: *Geological Society of America*, v. 30, no.8, p. 751-754.

Lange, F. W., 1996, *Arqueología de la Zona Metropolitana de Managua*: Instituto Nicaragüense de la Cultura, Alcaldía de Managua, Nicaragua, 185p.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A Chemicals classification of volcanic Rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, v. 27, p. 745-750

Le Maitre, R. W., Ed., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*: Oxford, Blackwell, 161 p.

Magill, C. R., McAneney, K. J., and Smith, I. E. M., 2005. Probabilistic Assessment of Vent Locations for the Next Auckland Volcanic Field Event: *Mathematical Geology*, v. 37, n. 3.

Márquez, A., Verma, S. P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J. L., 1999. Tectonic and volcanism of Sierra Chichinautzin: extensión at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n. 93, p. 125-150.

Mazzarini, F., D'Orazio, M., 2003. Spatial distribution of cones and satellite-detected lineaments in the Pali Aike Volcanic Field (southernmost Patagonia): insights into the tectonic setting of a Neogene rift system: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n. 125, p. 291-305.

McBirney, A. R., Williams, H., 1965. Volcanic history of Nicaragua. Univ. Calif. Publ. Geol. Sci., Berkley and Los Angeles, vol. 55, p. 1 – 65.

Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-principle and proposal: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, no. 2, p. 1-16.

Newhall, C. G., and Self S., 1982, The Volcanic Explosivity Index (VEI): An Estimate of Explosive for Historical Volcanism: *Journal of Geophysical Research*, vol, 87, no. 02, p. 1231-1238.

Niccum, M., 1976, Regional tectonic, geologic and seismic data with hazard classifications: Appendix A, unpublished report for use with Woodward-Clyde Consultants, Inc.

Nyström, J. O., Levi, B., Troeng, B., Ehrenborg, J., y Carranza, G., 1988, Geoquímica de rocas volcánicas en un perfil transversal en Nicaragua: Universidad Tecnológica de Lulea, no. 0, p. 69-78.

Pardo, N., Avellán, D.R., Macías, J. L., Scolamacchia, T., Rodríguez, D., 2008. The ~ 1,245 yr BP Asososca maar: New advances on recent volcanic stratigraphy of Managua (Nicaragua) and hazard implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* xxx

Pardo, N., 2008, Estratigrafía e historia eruptiva del maar Asososca, Nicaragua [Ms.C. thesis]: México, Universidad Nacional Autónoma de México, 181 p.

Pardo, N., Macías, J.L., Giordano, G., Cianfarra, P., Avellán, D.R., Bellatreccia, F., 2009. The ~ 1245 yr BP Asososca maar eruption: The youngest event along the Nejapa-Miraflores volcanic fault, Western Managua, Nicaragua. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* xxx

Parsons Corporation, 1972, The geology of western Nicaragua: Nicaragua, Tax Improvement and Natural resources Inventory Project, Final Technical Report, v. 4, p. 221.

Peacock, S. M., van Keken, P. E., Holloway, S. D., Hacker, B. R., Abers, G. A., and Ferguson, R. L., 2005, Thermal structure of the Costa Rica-Nicaragua subduction zone: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, no. 149, p. 187-200.

Pearce, J. A., y Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 33-47.

Pérez, W., and Freundt, A., 2006. The youngest highly explosive basaltic eruptions from Masaya Caldera (Nicaragua): Stratigraphy and hazard assessment. In: Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Carr, M.J., Ewert, J., Patino, L.C., Vallance, J.W. (Eds.), *Volcanic Hazards in Central America*. *Geol. Soc. Am. Spec. Publ.*, pp. 189-207.

Rüpke L. H., Phipps, J., Hort, M., and Connolly, J. A. D., 2002, Are regional variations in Central American arc lavas due to differing basaltic versus peridotitic slab sources of fluids?: *Geological Society of America*, v. 30, no. 11, p. 1035-1038.

Seymour, K. S., Christanis, K., Bouzinos, A., Papazisimou, S., Papatheodorou, G., Moran, E., Dénes, G., 2004. Tephrostratigraphy and tephrochronology in the Philippi peat basin, Macedonia, Northern Hellas (Greece). *Quaternary International*, v. 121, p. 53 – 65.

Schmincke, H-U., 2004, *Volcanism*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 324 p.

Schmincke, H-U., Kutterolf, S., Perez, W., Rausch, J., Freundt, A., Strauch W., 2008. Walking through volcanic mud: 2, 100-year-old Acahulincalinca footprints (Nicaragua)...

Shane, P., 2000, Tephrochronology: a New Zealand case study: *Earth-Science Reviews*, no. 49, p. 223-259.

Shane, P., Lian, O. B., Augustinus, P., Chisari, R., and Heijnis, H., 2002, Tephrostratigraphy and geochronology of a ca. 120 ka terrestrial record at Lake Poukawa, North Island, New Zealand: *Global and Planetary Change*, no. 33, p. 221-242.

Siania, G., Sulpiziob, R., Paternea, M., and Sbranab, A., 2004, Tephrostratigraphy study for the last 18, 000 ¹⁴C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic: *Quaternary Science Reviews*, no. 23, p. 2485-2500.

Sun, S. –s., y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts-implications for mantle composition and processes, in Saunders, A.D., y Norry, M. J., eds., *Magmatism in the ocean basins: Geological Society of London, Special Publications*, v. 42, p. 313-345.

Sussman, D., 1985. Apoyo Caldera, Nicaragua: A major quaternary silicic eruptive center. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* no. 24, p. 249-282.

Suter, M., 1999. Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt: Comments and Reply: *Geology, Forum*, p. 571-575

Thorarinsson, S., 1944. Tefrokronologiska studier pa Island. *Geografiska Annaler*, v. 26, p. 1 – 217.

Tryon and McBrearty, 2006, Tephrostratigraphy of the Bedded Tuff Member (Kapthurin Formation, Kenya) and the nature of archaeological change in the later middle Pleistocene: *Quaternary Research*, no. 65, p. 492-507.

UNAN-EAM, 1978, Proyecto Investigación de la calidad de agua de la “Laguna de Asososca”. Informe Final, período de 4 de diciembre de 1976 al 15 de enero de 1978., Managua, Nicaragua. 163 p.

Velasco-Tapia, F., Verma, S. P., 2001. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectiva: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18, n. 1, p. 1-36.

Vera, J. A., 1994, *Estratigrafía: principios y métodos*: Alcorcón, Madrid: Rueda.

Verma, S. P., 2000. Geochemistry of the subducting Cocos Plate and the origin of subduction-unrelated volcanism at the volcanic front of the Central Mexican Volcanic Belt. En: Delgado-Granados, H., Aguirre-Diaz, G.J., Stock, J., eds., *Cenozoic tectonics and volcanism of México*: Boulder Co., Geol. Soc. Am. Special Paper, 334, 195-222.

Vernet, G., Raynal, J.P., Fain, J., Miallier, D., Montret, M., Pilleyre, T., and Sanzelle, S., 1998, Tephrostratigraphy of the last 160 ka in western Limagne (France): *Quaternary International*, v. 47/48, p. 139-146.

Walker, J. A., 1984. Volcanic Rocks from Nejapa and Granada Cinder Cone Alignments, Nicaragua, Central America: *J. of Petrology, Abstracts*, v. 25, p. 299–342.

Walker, G. P. L., 1999. Volcanic rift zones and their intrusion swarms: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, n. 94, p. 21-34.

Weinberg, R. F., 1992, Desarrollo neotectónico de Nicaragua Occidental: Universidad Tecnológica de Lulea, Suecia, v. 0, p. 147-158.

Wehrmann, H., Bonadonna, C., Freundt, A., Houghton, B.F., Kutterolf, S., 2006. Fontana Tephra: A basaltic Plinian eruption in Nicaragua. In: Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Carr, M.J., Ewert, J., Patino, L.C., Vallance, J.W. (Eds.), Volcanic Hazards in Central America. Geol. Soc. Am. Spec. Publ., pp. 209-223.

Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach: Unwin Hyman, 466.

Woodward-Clyde Consultants Inc., 1975, Summary report of investigation of active faulting in Managua, Nicaragua, and vicinity: Managua, Nicaragua, Vice Ministro de Planificación Urbana.