



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

“PEDOGÉNESIS Y DINÁMICA AMBIENTAL EN EL PAISAJE KÁRSTICO  
DE LA REGIÓN NORESTE DE QUINTANA ROO, MÉXICO,  
DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO”

# TESIS

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE  
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

**HÉCTOR VÍCTOR CABADAS BÁEZ**

**JURADO EXAMINADOR**

DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO

DR. MARIO ARTURO ORTIZ PÉREZ

DR. JUAN PABLO BERNAL URUCHURTU

DR. SERGEY SEDOV

DR. FRANCISCO BAUTISTA ZÚÑIGA

**COMITÉ TUTORAL:**

DRA. ELIZABETH SOLLEIRO REBOLLEDO

DR. SERGEY SEDOV

DR. JOSÉ RAMÓN HERNÁNDEZ SANTANA



MÉXICO D.F.

ABRIL 2011



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.

## **AGRADECIMIENTOS**

A la **Universidad Nacional Autónoma de México**, por darme el privilegio de llenarme de los universos que pueblan mi país y el mundo.

Al **Posgrado en Ciencias de la Tierra** y al **Instituto de Geología**, por formarme en sus aulas, laboratorios, prácticas de campo, seminarios y congresos.

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología** por otorgarme la beca con la cual subsistí los años dedicados a mi proyecto de doctorado. Al mismo tiempo, agradezco a los proyectos PAPIIT IN113708, IN110710 y IN113410, CONACYT 58948, UC MEXUS-CONACYT CN-02-105 y CN-06-121. Al **Programa del Posgrado en Ciencias de la Tierra** por brindar recursos financieros para viajes de campo, congresos y análisis de laboratorio.

A la **Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo** por ser mi tutora, y guiarme a través de los años (no sólo en el mundo de la Ciencia del Suelo).

Al jurado del Examen de grado: **Dr. Mario Arturo Ortiz Pérez, Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu, Dr. Sergey Sedov** y **Dr. Francisco Bautista Zuñiga**, por su paciencia en la revisión y corrección de las ideas plasmadas en el presente trabajo.

Al Comité tutorial: **Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, Dr. Sergey Sedov** y **Dr. José Ramón Hernández Santana**, por el debate de ideas que permitieron el avance progresivo de la investigación. Adicionalmente, mi agradecimiento a la **Dra. María de Lourdes Flores Delgadillo** y al **Dr. José Lugo Hubp** por integrar parte del Comité de evaluación del examen predoctoral.

*Mi especial admiración y agradecimiento a los académicos que me apoyaron con sus enseñanzas tanto en campo como en laboratorio:*

A la **Dra. Ernestina Vallejo Gómez** que siempre estuvo al tanto de mi formación como individuo y académico. Particularmente, le agradezco el enseñarme la paciencia para trabajar con “el suelito” en laboratorio.

Al **Técnico Académico Jorge René Alcalá Martínez**, por su amistad y reeducarme en análisis de Física y Química de suelos. Su ayuda fue decisiva en los análisis de textura, pH, materia orgánica, densidad real y disolución de carbonatos.

A la **Dra. Teresa Pi Puig**, por su paciencia, dedicación y estudio en las diversas fases de análisis mineralógicos por Difracción de rayos X (tanto en suelos, rocas y residuos insolubles).

A la **M. en C. Kumiko Shimada Miyasaka** y a la **Dra. Lucy Mora**, junto con su equipo de trabajo del Laboratorio de Edafología Ambiental, por su apoyo en los análisis de extracciones de hierro, aluminio, silicio y carbono orgánico total.

A la **Quím. Patricia Girón García**, por su apoyo en los análisis elementales por Fluorescencia de rayos X.

A la **M. en C. Elena Lounejeva Baturina** por los análisis de elementos de tierras raras, efectuados en el Laboratorio de Química Ultrapura e ICP-MS.

A la **Dra. Olivia Zamora Martínez** y al **Dr. Francisco Martín Romero** por su apoyo en los análisis elementales con el equipo de Fluorescencia de rayos X portátil.

Al **M. en C. Jaime Díaz Ortega** por su amistad y su auxilio en trabajo de campo, implementación de equipo de laboratorio, separación de fracciones minerales, disolución de carbonatos y preparación de secciones delgadas.

Al **Sr. Eligio Jiménez** por su amistad y las horas de arduo trabajo invertidas en la obtención de secciones delgadas de suelos, rocas y sedimentos.

A la **M. en C. Arelia González Velásquez** por su apoyo en análisis de pH y separación de fracciones minerales.

A la **Quím. Paola Molina Sevilla** por su ayuda en la determinación de porcentaje de carbonatos.

A la **Ing. Consuelo Macías Romo** por permitirme el acceso al área de molienda.

Al **M. en C. Becket Lailson** y al **M. en C. Gerardo Villa Sánchez** del Laboratorio de Microscopía Electrónica de la Subdirección de Laboratorios del INAH por permitirme realizar análisis en sus instalaciones.

Al **Em. Profr. Dr. George Stoops** por atender mis dudas sobre micromorfología y génesis de suelos.

Al personal de **DELTA Agregados** por permitirme el acceso a sus canteras en explotación.

Al **Dr. Scott Fedick** por su ayuda en la ubicación de sitios de muestreo en la región de Yalahau, Q. Roo.

A la **Dra. Birgit Terhorst, Dr. Bodo Damm y Christina Wiesbeck** por su asistencia en el trabajo de campo efectuado en Quintana Roo.

Al **Dr. Jorge Enrique Gama Castro** por su apoyo en la discusión de ideas sobre la génesis de suelos tropicales.

Al **Dr. Víctor Manuel Malpica Cruz** por su auxilio en la revisión de estudios y publicaciones de los suelos sobre calizas de la Península de Yucatán.

Al **Dr. David Flores Román** por el apoyo en la discusión de ideas sobre génesis de suelos.

Al **Ing. Rodolfo del Arenal Capetillo** por estar al tanto de mis avances académicos y profesionales, así como el auxilio en búsqueda de bibliografía.

A la **Mtra. Ana María Rocha** por su paciencia y dedicación en la revisión de manuscritos para su publicación.

Mi agradecimiento al área secretarial del Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología: **María Luisa Reyes** y **Gloria Angélica Alba** por su apoyo en trámites académicos y administrativos. Un especial reconocimiento al área secretarial de los departamentos de Edafología y Geoquímica del Instituto de Geología: **Maricela Coronado Cruz** y **Ma. Guadalupe Maturano Romero**, por su apoyo en innumerables ocasiones en trámites y en material de trabajo.

Gracias a **mi familia y amigos** por su paciencia, amor y tolerancia durante los diferentes grados de neurosis con los que los molesté durante el desarrollo de este trabajo.

PEDOGÉNESIS Y DINÁMICA AMBIENTAL EN EL PAISAJE KÁRSTICO DE LA REGIÓN  
NORESTE DE QUINTANA ROO, MÉXICO, DURANTE EL CUATERNARIO TARDÍO

ÍNDICE

*Página*

RESUMEN

I INTRODUCCIÓN

I.1 ANTECEDENTES.....	1
<i>I.1.1 Investigaciones sobre el origen del material parental de los suelos de la Península de Yucatán.....</i>	<i>1</i>
I.2 JUSTIFICACIÓN.....	5
I.3 OBJETIVO GENERAL.....	8
<i>I.3.1 Objetivos Específicos.....</i>	<i>8</i>
<i>1.3.2 Hipótesis Específicas.....</i>	<i>8</i>

II MARCO TEÓRICO

II.1 EL CONCEPTO DE EXPOSICIÓN SUBAÉREA.....	10
II.2 REVISIÓN GENERAL SOBRE ALGUNOS CONCEPTOS RELACIONADOS AL KARST.....	12
<i>II.2.1 El suelo como parte del karst.....</i>	<i>15</i>
II.3 SUCESIONES Y MODIFICACIONES EN LA FACIES DE KARST DE PLATAFORMAS CARBONATADAS.....	17
II.4 LA GÉNESIS DE SUELOS SOBRE ROCAS CARBONATADAS.....	18
<i>II.4.1 Diversidad de los suelos sobre rocas carbonatadas.....</i>	<i>18</i>
<i>II.4.2 Teorías sobre el origen del material parental de los suelos sobre rocas carboantadas....</i>	<i>24</i>
<i>II.4.2.1 El origen residual.....</i>	<i>24</i>

II.4.2.2 El origen alóctono.....	25
<i>II.4.3 El factor clima en el desarrollo del suelo sobre rocas carbonatadas.....</i>	<i>27</i>
<i>II.4.4 El factor tiempo en el desarrollo del suelo sobre rocas carbonatadas.....</i>	<i>28</i>
<b>II.5 SÍNTESIS ACERCA DEL ESTADO DE LAS INVESTIGACIONES DE GÉNESIS DE SUELOS SOBRE ROCAS CARBONATADAS EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN Y EL MUNDO.....</b>	<b>29</b>

### **III ÁREA DE ESTUDIO**

<b>III.1 GEOLOGÍA DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN.....</b>	<b>33</b>
<i>III.1.1 Geología Local.....</i>	<i>37</i>
<b>III.1.1.1 Carbonatos pre-pleistocénicos en el área de Kantunil Kin, Q. Roo.....</b>	<b>37</b>
<b>III.1.1.2 Los sedimentos carbonatados del Pleistoceno y el Holoceno en el corredor Cancún-XelHa, Q.Roo.....</b>	<b>37</b>
<b>III.1.1.2.1 Los carbonatos pleistocénicos.....</b>	<b>39</b>
<b>III.2 EL RELIEVE DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN.....</b>	<b>42</b>
<i>III.2.1 El relieve local.....</i>	<i>44</i>
<b>III.2.1.1 La región de Yalahau.....</b>	<b>44</b>
<b>III.2.1.2 La costa del Mar Caribe.....</b>	<b>45</b>
<b>III.3 CLIMA.....</b>	<b>47</b>
<i>III.3.1 Masas de aire y vientos.....</i>	<i>49</i>
<i>III.3.2 Dinámica litoral.....</i>	<i>51</i>
<b>III.4 HIDROGRAFÍA.....</b>	<b>52</b>
<b>III.5 VEGETACIÓN.....</b>	<b>53</b>
<b>III.6 SUELOS.....</b>	<b>55</b>

### **IV SITIO KANTUNIL KIN: SUELO ROJO PROFUNDO (LUVISOL)**

<b>IV.1 METODOLOGÍA DE ESTUDIO.....</b>	<b>57</b>
<b>IV.2 RESULTADOS SUELO ROJO PROFUNDO (LUVISOL).....</b>	<b>62</b>

<i>IV.2.1 Morfología.....</i>	<i>62</i>
<i>IV.2.2 Micromorfología.....</i>	<i>64</i>
<i>IV.2.3 Cuantificación de fracciones de arena, limo y arcilla.....</i>	<i>72</i>
<i>IV.2.4 Mineralogía.....</i>	<i>73</i>
<i>IV.2.4.1 Mineralogía de arena.....</i>	<i>73</i>
<i>IV.2.4.2 Mineralogía de limo.....</i>	<i>76</i>
<i>IV.2.4.3 Mineralogía de arcilla.....</i>	<i>76</i>
<i>IV.2.5 Propiedades químicas de suelos.....</i>	<i>78</i>
<i>IV.2.5.1 pH en agua y en NaF, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.....</i>	<i>78</i>
<i>IV.2.5.2 Extracciones selectivas de hierro utilizando ditionito-citrato-bicarbonato (Fe<sub>d</sub>) y oxalato de amonio (Fe<sub>o</sub>) y su aplicación como índices de intemperismo.....</i>	<i>79</i>
<i>IV.2.5.3 Extracciones selectivas de aluminio y silicio utilizando oxalato de amonio (Al<sub>o</sub> y Si<sub>o</sub>).....</i>	<i>80</i>
<i>IV.2.6 Geoquímica de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X.....</i>	<i>82</i>
<i>IV.2.7 Geoquímica de elementos de tierras raras.....</i>	<i>85</i>
<b>IV.3 RESULTADOS RESIDUO INSOLUBLE DE ROCA CARBONATADA.....</b>	<b>86</b>
<i>IV.3.1 Morfología.....</i>	<i>86</i>
<i>IV.3.2 Mineralogía.....</i>	<i>86</i>
<i>IV.3.3 Geoquímica de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X.....</i>	<i>89</i>
<i>IV.3.4 Geoquímica de elementos de tierras raras.....</i>	<i>89</i>

## **V CANTERAS DEL CORREDOR CANCÚN-XELHA: “RELLENOS DE BOLSAS KÁRSTICAS” Y RENDZINA (LEPTOSOL RENDZICO)**

<b>V.1 METODOLOGÍA DE ESTUDIO.....</b>	<b>91</b>
<i>V.2.1 Morfología.....</i>	<i>91</i>
<i>V.2.2 Micromorfología.....</i>	<i>97</i>
<i>V.2.3 Cuantificación de fracciones minerales de arena, limo y arcilla.....</i>	<i>107</i>

<b>V.2.4 Mineralogía.....</b>	<b>109</b>
V.2.4.1 Mineralogía de arena.....	109
V.2.4.2 Mineralogía de limo.....	113
V.2.4.3 Mineralogía de arcilla.....	113
<b>V.2.5 Propiedades químicas de suelos.....</b>	<b>115</b>
V.2.5.1 pH en agua y NaF, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.....	115
V.2.5.2 Extracciones selectivas de hierro utilizando ditionito-citrato-bicarbonato (Fe <sub>d</sub> ) y oxalato de amonio (Fe <sub>o</sub> ) y su aplicación como índices de intemperismo.....	118
V.2.5.3 Extracciones selectivas de aluminio y silicio utilizando oxalato de amonio (Al <sub>o</sub> y Si <sub>o</sub> ).....	121
<b>V.2.6 Geoquímica de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X.....</b>	<b>125</b>
<b>V.2.7 Geoquímica de elementos de tierras raras.....</b>	<b>131</b>
<b>V.3 RESULTADOS RESIDUO INSOLUBLE DE ROCA CARBONATADA.....</b>	<b>132</b>
<b>V.3.1 Morfología.....</b>	<b>132</b>
<b>V.3.2 Mineralogía.....</b>	<b>133</b>
<b>V.3.3 Geoquímica de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X.....</b>	<b>136</b>
<b>V.3.4 Geoquímica de elementos de tierras raras.....</b>	<b>136</b>

## VI DISCUSIÓN DE RESULTADOS

<b>VI.1 LA FUENTE PRIMARIA DEL MATERIAL PARENTAL DEL SUELO: RESIDUO INSOLUBLE VS MATERIAL ALÓCTONO.....</b>	<b>138</b>
VI.1.1 Particularidades de la fracción arena fina y muy fina.....	138
VI.1.2 Particularidades de la fracción limo.....	143
VI.1.3 Particularidades de la fracción arcilla.....	144
VI.1.3.1 Contradicciones entre los ambientes de formación de minerales arcillosos.....	145
<b>VI.2 LA GEOQUÍMICA COMO UNA HERRAMIENTA PARA LA UBICACIÓN DE FUENTES DE PROVENIENCIA DE LOS MATERIALES ESTUDIADOS.....</b>	<b>147</b>
<b>VI.2.1 Diagrama ternario SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.....</b>	<b>147</b>

<b>VI.2.2 Relaciones Zr/Nb y (Zr/Ti)*1000.....</b>	<b>149</b>
<b>VI.2.3 Diagramas ternarios utilizando elementos traza y elementos de tierras raras.....</b>	<b>153</b>
<b>VI.2.3.1 Diagrama Ti-Y-Zr.....</b>	<b>153</b>
<b>VI.2.3.2 Diagrama La-Th-Sc.....</b>	<b>154</b>
<b>VI.2.3.3 Diagrama Zr-Th-Sc.....</b>	<b>156</b>
<b>VI.2.4 Comparación entre concentraciones de elementos de tierras raras para definir fuentes de proveniencia.....</b>	<b>157</b>
<b>VI.2.5 Patrones de elementos de tierras raras de acuerdo a la normalización con condrita...160</b>	
<b>VI.2.5.1 Comparación entre los patrones de elementos de tierras raras encontrados y posibles materiales parentales.....</b>	<b>163</b>
<b>VI.2.6 Las concentraciones de elementos de tierras raras en los minerales encontrados en la cubierta edáfica: ¿dan evidencia del vínculo con materiales parentales específicos?.....</b>	<b>166</b>
<b>VI.2.6.1 Mineralogía y distribución de elementos de tierras raras.....</b>	<b>166</b>
<b>VI.3 MODELOS DE PROCESOS PEDOGENÉTICOS: TIPO, DISTRIBUCIÓN VERTICAL E IMPACTO ACUMULATIVO.....</b>	<b>168</b>
<b>VI.3.1 Los suelos rojos (Luvisoles): ¿indicadores de una mayor estabilidad geomórfica?.....</b>	<b>168</b>
<b>VI.3.1.1 Interacción de pedogénesis y procesos geomórficos en el desarrollo de los suelos rojos (Luvisoles) de la región noreste de Quintana Roo.....</b>	<b>172</b>
<b>VI.3.2 Los Pedosedimentos en depresiones kársticas.....</b>	<b>174</b>
<b>VI.3.2.1 Contradicciones entre los procesos pedogenéticos descritos.....</b>	<b>176</b>
<b>VI.3.2.2 La acumulación de los pedosedimentos en las cavidades kársticas en relación a la estabilidad del paisaje.....</b>	<b>176</b>
<b>VI.3.3. Perspectivas de estudio sobre la génesis de suelos en rocas carbonatadas de la región noreste de Quintana Roo: ¿qué falta por hacer?.....</b>	<b>183</b>
<b>VII CONCLUSIONES.....</b>	<b>186</b>
<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>189</b>

**LISTA DE CUADROS**

<b>Cuadro</b>	<b>Página</b>
1 Concentraciones de elementos de tierras raras del perfil de suelo rojo (Luvisol)del sitio Kantunil Kin, Q. Roo, obtenidos por ICP-MS.....	85
2 Elementos mayores del residuo insoluble y la caliza del suelo rojo (Luvisol)del sitio Kantunil Kin., Q. Roo.....	89
3 Concentraciones de elementos de tierras raras del residuo insoluble y la caliza del sitio Kantunil Kin, Q. Roo, obtenidos por ICP-MS.....	90
4 Concentraciones de elementos de tierras raras de muestras seleccionadas de “Rellenos de bolsas kársticas” y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo, obtenidos por ICP-MS.....	131
5 Elementos mayores del residuo insoluble y la caliza eolianita-calcarenita del sitio Cantera 4, de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.....	136
6 Concentraciones de elementos de tierras raras, del residuo insoluble y la caliza eolianita-calcarenita del sitio Cantera 4, de las canteras del corredor Cancún-XelHa Q. Roo, obtenidos por ICP-MS.....	137

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1 Ubicación de la superficie de exposición subaérea, en relación a otros tipos de exposición .....	11
2 Perfil idealizado de diversos rasgos y procesos kársticos.....	13
3 Esquema de los rasgos de disolución-acumulación que pueden presentarse en el epikarst.....	14
4 (A) Fotografía de una cavidad generada por disolución, rellena con rocas intemperizadas y un paleosuelo; (B) Diagrama que indica que los “rellenos” pueden ser episódicos.....	15
5 Evolución continua de epikarst.....	16
6 Desarrollo del epikarst durante la emersión de una plataforma carbonatada.....	17
7 Diagrama que ilustra el impacto potencial de la infiltración del suelo en los rasgos de disolución.....	22
8 Suelos que se desarrollan en superficies de exposición carbonatada bajo diferentes regímenes climáticos.....	27
9 Geología general de la Península de Yucatán, México.....	33
10 Comparación entre la columna estratigráfica propuesta por Ward (1985) en las cercanías de Puerto Morelos, Q. Roo. y la secuencia observada en la localidad de estudio Cantera Delta (Q Delta), en lo correspondiente a depósitos eólico-costeros del Pleistoceno Superior-Holoceno.....	41
11 Mapa de paisajes geomorfológicos de la Península de Yucatán.....	43
12 Rasgos geomorfológicos mayores de la región noreste de Quintana Roo, y la ubicación de las localidades estudiadas.....	46
13 Cartas de precipitación media anual (PMA) y evapotranspiración para la región de la Península de Yucatán.....	48
14 Cartas de isobaras y direcciones generales de los vientos en la Península de Yucatán, así como de las trayectorias de huracanes para el año 2010 en la región del Mar Caribe.....	50
15 Corrientes principales de la región del Mar Caribe y que afectan a la Península de Yucatán.....	52
16 Vista general de la vegetación presente en las localidades estudiadas (canteras del corredor Cancún-XelHa).....	54
17 Suelos someros tipo Leptosoles Rendzicos dominantes en el área de estudio.....	56
18 Suelo rojo profundo asociado (Luvisol) estudiado en la localidad de Kantunil Kin, Q. Roo.....	64
19 Resumen de los rasgos micromorfológicos observados en el perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q.Roo.....	65
20 Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos del perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.....	66

20	Continuación. Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos del perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.....	69
20	Continuación. Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos del perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.....	71
21	Porcentaje de fracciones minerales de arena, limo y arcilla del suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.....	72
22	Mineralogía del suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.....	75
23	Granos de fracción arena del suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo, montados por el método de inmersión.....	75
24	Difractogramas de las fracciones arcilla y limo del suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.....	77
25	pH en agua y en NaF, porcentaje de Carbono orgánico y porcentaje de $\text{CaCO}_3$ para el perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.....	78
26	Extracciones selectivas de Fe, incluyendo el Fe total ( $\text{Fe}_t$ ) obtenido por Fluorescencia de rayos X, para el perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo. ....	80
27	Extracciones selectivas de Al y Si por oxalato de amonio para el perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo .....	81
28	Índices de propiedades ándicas (USDA, 1988; IUSS Working Group WRB, 2006) utilizando las relaciones $7.14\text{Si}_o$ y $\text{Al}_o + 1/2\text{Fe}_o$ para el suelo rojo (Luvisol) del sitio Kantunil Kin, Q. Roo. ....	82
29	Porcentaje de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X, incluyendo la Pérdida por calcinación para el suelo rojo (Luvisol) del sitio Kantunil Kin, Q. Roo.. La gráfica j, incluye el cálculo de la Relación $K_i$ (Harrasowitz, 1926).....	84
30	Residuo insoluble obtenido de la disolución en ácido acético de la roca tipo mudstone del sitio Kantunil Kin, Q. Roo.....	86
31	Fotomicrografías del residuo insoluble colectado de la disolución de caliza tipo mudstone de la localidad, Kantunil Kin, Q. Roo.....	87
32	Difractogramas de las fracciones limo y arcilla del residuo insoluble colectado de la caliza tipo mudstone de Kantunil Kin, Q. Roo. También se muestra el difractograma con la identificación mineralógica de los componentes de la caliza.....	88
33	“Rellenos de bolsa kárstica” o pedosedimentos de la Cantera 1 (Q1).....	92
34	“Rellenos de bolsa kárstica” o pedosedimentos del sitio Cantera 3.1. Cantera 3 (Q3).....	94
35	“Rellenos de bolsa kárstica” o pedosedimentos del sitio Cantera 3.2. Cantera 3 (Q3).....	95
36	“Rellenos de bolsa kárstica” o pedosedimentos de la Cantera 4 (Q4), incluyendo su Rendzina superficial (Leptosol Rendzico).....	97
37	Resumen de los rasgos micromorfológicos observados en “Rellenos de bolsas kársticas” o pedosedimentos y Rendzina (Leptosol Rendzico), de algunas canteras seleccionadas del corredor Cancún-XelHa.....	98

38	Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y “Rellenos de bolsas kársticas”, en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.....	100
38	Continuación. Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y “Rellenos de bolsas kársticas”, en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Ro...	101
38	Continuación. Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y “Rellenos de bolsas kársticas”, en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Ro...	103
38	Continuación. Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y “Rellenos de bolsas kársticas”, en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. R.....	104
38	Continuación. Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y “Rellenos de bolsas kársticas”, en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. R.....	107
39	Porcentaje de fracciones minerales de arena, limo y arcilla de las canteras estudiadas a lo largo del Corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.....	108
40	Mineralogía de “Rellenos de bolsas kársticas” y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las Canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.....	111
41	Granos de fracción arena montados por el método de inmersión de “Rellenos de bolsas kársticas” y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras estudiadas en el corredor Cancún-XelHa, Q.Roo.	112
42	Difractogramas de la fracción arcilla y limo de muestras típicas de “Rellenos de bolsas kársticas” y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.....	114
43	pH en agua y en NaF, porcentaje de Carbono Orgánico y porcentaje de CaCO <sub>3</sub> para los “Rellenos de Bolsas Kársticas” y Rendzina (Lpetosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.....	117
44	Extracciones selectivas de Fe, incluyendo el Fe total (Fe <sub>t</sub> ) obtenido por Fluorescencia de rayos X, para los “Rellenos de bolsas kársticas” y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.....	120
45	Extracciones selectivas de Al y Si por oxalato de amonio para los “Rellenos de bolsas kársticas” y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.....	123
46	Índices de propiedades ándicas (USDA, 1988; IUSS Working Group WRB, 2006) utilizando las relaciones $7.14Si_o$ y $Al_o + 1/2Fe_o$ para los “Rellenos de bolsas kársticas” y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.....	124
47	Porcentajes de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X, incluyendo la Pérdida por calcinación, para los “Rellenos de bolsas kársticas” del sitio Cantera 1 del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. La gráfica j, incluye el cálculo de la Relación Ki (Harrasowitz, 1926).....	127
48	Porcentajes de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X, incluyendo la Pérdida por calcinación, para los “Rellenos de bolsas kársticas” del sitio Cantera 3.1 del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. La gráfica j, incluye el cálculo de la Relación Ki (Harrasowitz, 1926).....	128
49	Porcentajes de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X, incluyendo la Pérdida por calcinación, para los “Rellenos de bolsas kársticas” del sitio Cantera 3.2 del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. La gráfica j, incluye el cálculo de la Relación Ki (Harrasowitz, 1926).....	129

50	Porcentajes de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X, incluyendo la Pérdida por calcinación, para los “Rellenos de bolsas kársticas” y su Rendzina (Leptosol Rendzico) del sitio Cantera 4 del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. La gráfica j, incluye el cálculo de la Relación Ki (Harrasowitz, 1926.....130	130
51	Residuo insoluble obtenido de la disolución en ácido acético de la calcarenita del sitio Cantera 4 (Q4), Q. Roo.....132	132
52	Difractogramas del residuo insoluble colectado de la caliza tipo calcarenita del sitio Cantera 4, del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. También se muestra el difractograma con la identificación mineralógica de los componentes de la calcarenita-eolianita.....135	135
53	Ubicación de las fuentes de materiales cuarzo-feldespáticos aledaños a la Península de Yucatán (a) y las propuestas de su mecanismo de transporte (b y c).....142	142
54	Diagrama ternario SiO <sub>2</sub> -Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .....148	148
55	Relaciones Zr/Nb y /Zr/Ti)*1000.....152	152
56	Diagrama ternario Ti-Y-Zr.....154	154
57	Diagrama ternario La-Th-Sc.....156	156
58	Diagrama Zr-Th-Sc.....157	157
59	Relaciones Sm <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> vs La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub> para discriminar fuentes de proveniencia de los materiales estudiados.....159	159
60	Patrones de elementos de tierras raras para las localidades estudiadas.....162	162
61	Comparación de patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita (McDonough y Sun (1995) de probables fuentes de material parental: a)Volcán El Chichón; b)materiales cuarzo-feldespáticos de Guatemala y Belice; c)Polvo del corredor Sahara-Sahel.....165	165
62	Modelo de génesis del suelo rojo tipo Luvisol de Kantunil Kin, Quintana Roo.....173	173
63	Modelo génesis de pedosedimentos o “Rellenos de bolsas kársticas” de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Quintana Roo.....182	182

## RESUMEN

Los procesos pedogénicos que controlan el desarrollo del suelo en los paisajes kársticos, se encuentran pobremente estudiados en regiones tropicales y subtropicales. El presente trabajo estudia materiales edáficos colectados en la región noreste de Quintana Roo (en Kantunil Kin y en canteras del corredor Cancún-XelHa), representativos de tres estadios de desarrollo diferentes de la cubierta de suelo sobre rocas carbonatadas: suelo rojo (Luvisol), Rendzina o suelo somero (Leptosol Réndzico) y rellenos de Pedosedimentos ("rellenos de bolsas kársticas"). En los tres objetos de estudio se aplicaron técnicas de análisis morfológicos, micromorfológicos, geoquímicos y mineralógicos a fin de describir los procesos de formación de suelo característicos de cada material. Adicionalmente, se realizó la disolución de los carbonatos subyacentes tanto del suelo rojo como del somero, para comprobar la influencia del residuo insoluble de carbonatos como material parental en la génesis de la cobertura de suelo. Las evidencias mineralógicas, micromorfológicas y extracciones selectivas de Al, Fe y Si, determinaron un mayor grado de intemperismo en las cubiertas de Luvisol que en los suelos someros y pedosedimentos. La propuesta de materiales parentales alóctonos influyendo en el desarrollo del suelo, logró basarse en afinidades mineralógicas (principalmente fracciones arena y limo) y geoquímicas (elementos mayores y principalmente traza y ultratrazas, como los elementos de tierras raras) con los complejos plutónico-metamórficos de Belice y Guatemala, con cierta influencia de materiales volcánicos. Los modelos de formación de los objetos de estudio, plantean la posibilidad de diversos eventos de erosión-redeposición e incorporación de pedosedimentos en la cubierta edáfica, donde el resultado es un cuerpo de suelo producto de la interacción de procesos geológicos y pedogenéticos. En particular, la presencia de componentes pirogénicos (carbón y microesparita en estructuras vegetales) en los pedosedimentos y suelos someros soportan la evidencia de fuegos forestales o inducidos que pudieron erosionar la cubierta edáfica e incorporarla como sedimento en diversos ciclos durante el Holoceno temprano-medio.

## **ABSTRACT**

The pedogenetic processes controlling soil development in tropical karstic landscapes are still poorly understood. The present dissertation, study different edaphic materials collected from the Northeast of Quintana Roo (in Kantunil Kin and Cancún-XelHa quarries corridor) with different development stages above the carbonate rocks: red soil (Luvisol), Rendzina (Rendzic Leptosol) and pedosediments (“karstic pockets infillings”). The morphology, micromorphology and geochemistry of every study object were analyzed to know the difference between soil formation processes. Additional samples of carbonates were dissolved to know the influence of lime-free residue in the soil. The mineralogy, micromorphology and Al, Fe, Si extractions evidenced the advanced weathering stage of the Luvisol in contrast with the Rendzina and pedosediments. The mineralogy (principally sand and silt fractions) and geochemistry (major and trace elements, rare earth elements) were the tools to know the influence of allochthonous parent materials from Belize and Guatemala plutonic-metamorphic complexes, and with some influence of volcanic ash. The models proposed, take the possibility of different erosion-redeposition events with the interaction of geological and pedogenetic processes. In particular, pyrogenic components (charcoal and microsparite in vegetal structures) in pedosediments and Rendzina soils could be the evidence of forestall or induced fires during different cycles in the Early-Middle Holocene.

## I INTRODUCCIÓN

### I.1 ANTECEDENTES

#### *I.1.1 Investigaciones sobre el origen del material parental de los suelos de la Península de Yucatán*

La discusión sobre el origen del material parental de los suelos de la Península de Yucatán, siempre ha estado rodeada de incertidumbre. Desde los trabajos de Aguilera (1959a; 1959b), Flores (1974) y Quiñones (1975) se han planteado ciertas consideraciones, que pueden ubicarse dentro de las vertientes señaladas con detalle en el Capítulo II, en lo que respecta al origen de la Terra Rossa (residuo insoluble vs material alóctono). Flores (1974) considera que los suelos rojos y profundos de Yucatán derivan de un “fango” marino con impurezas de cenizas volcánicas, las cuales provienen de centros volcánicos activos que rodean la península, y que en alguna época el mar pudo haber arrastrado en suspensión en grandes cantidades, para después ser depositados en la superficie. Para Duch (1988), el apoyar la propuesta de Flores (1974) implicaría que la sedimentación de dichos materiales tuvo que ocurrir antes de la emersión del bloque peninsular. Haciendo referencia a la hipótesis del origen volcánico, Quiñones (1975) señaló que es muy significativo el hecho que la prueba del fluoruro de sodio para la identificación de alófano resulte positiva. Según ese autor, esta prueba es una base suficiente para afirmar que materiales poco cristalinos están presentes (algo que también apoya Isphording (1978) para suelos en la región noroeste de la Península de Yucatán). En adición, el mismo autor reportó la presencia de agregados con propiedades magnéticas, los cuales, una vez pulverizados, produjeron un polvo rojizo, que al ser analizado por difracción de rayos X reveló la presencia de hematita y goethita. Al mismo tiempo, Quiñones (1975) considera que la textura predominantemente arcillosa en los suelos de Yucatán es indicador de un origen lacustre, posiblemente de lagunas costeras someras, en las cuales los

sedimentos marinos saturados con ceniza volcánica fueron atrapados cuando la península emergió lentamente.

Wright (1967; 1968) también propuso que el material parental no son las diferentes rocas calcáreas que afloran a lo largo del territorio, sino un depósito alóctono sobre las rocas en el momento de su levantamiento tectónico. Wright (1967) considera la posibilidad de que los suelos profundos que sobreyacen sobre la roca calcárea corresponden a un antiguo ciclo de formación de suelos, mientras que los formados a partir del intemperismo de las rocas carbonatadas más superficiales corresponden a uno nuevo. El mismo autor no comprueba la naturaleza de los depósitos alóctonos que dieron origen a los suelos, sin embargo, propone una serie de posibilidades de los tipos de materiales que pueden estar presentes, así se tienen: sedimentos impuros ricos en carbonatos (fango calcáreo submarino); o polvo meteórico, o cenizas volcánicas depositadas sobre la superficie ya emergida; o bien, una mezcla de sedimentos abisales y otros materiales de grano fino derivados de erupciones volcánicas submarinas, depositados sobre el bloque de la península ya emergida, todo a consecuencia de enormes marejadas (tsunamis) producidas por algún movimiento tectónico en la región Caribe-Antillana (Duch, 1988).

Sedov et al. (2007) no descartaron del todo el origen volcánico en la formación de los suelos de la región noreste de la Península de Yucatán, no obstante en su investigación no fueron detectados minerales primarios, ni sus productos típicos de intemperismo (como el alófano o la halloysita).

Los resultados que ofrecen Aguilera (1959a; 1959b), Isphording (1978) e Isphording et al. (1995) son bastante contradictorios. A pesar de que apoyan una formación *in situ* de los suelos a partir de la disolución de la caliza, sus investigaciones reportan que el contenido de residuos minerales útiles para la formación de suelo es menor al 2% en la mayoría de los distintos tipos de roca que analizaron. La excepción son algunas muestras procedentes de la sierrita de Ticul (Aguilera, 1953), para la cual se reporta poco más del 5%. Duch (1988) calculó, con los datos de Aguilera (1953), que el promedio de impurezas en el material calcáreo de la Península de Yucatán es del 1.6%, lo cual significaría que para

generar una hectárea de suelo de un metro de profundidad, se requeriría el intemperismo total de un volumen de roca carbonatada de 625,000 m<sup>3</sup>.

Bautista et al. (2005) propusieron el desarrollo de los suelos a partir de la disolución de la caliza y, en consecuencia, la formación de un horizonte petrocálcico en la parte inferior del perfil. También proponen que la intensidad de disolución y transporte de los carbonatos depende del tipo de roca y su pureza.

Los reportes de Aguilera (1958) y Bautista et al. (2003) han denotado que la composición de los depósitos calcáreos de la península es heterogénea. Se encontraron cantidades diversas de calcita, dolomita y yeso, así como cantidades menores de cuarzo, óxidos de hierro, esmectita, illita y halloysita. Isphording et al. (1995) reportaron la presencia de talco, kaolinita, paligorskita, bohemita, y en los suelos menos desarrollados halloysita. Dichos minerales también los describe el mismo autor dentro del residuo insoluble de calizas.

Gmitro (1986) también realizó pruebas de disolución ácida de núcleos de rocas carbonatadas (de depósitos del Mioceno-Plioceno) tomadas aproximadamente 30 km tierra adentro de la costa de Quintana Roo, concluyendo que la porción no carbonatada de los materiales era mucho menor al 2%. Los resultados en rocas del Cuaternario tienden a ser similares, aunque aparentemente la cantidad de residuo insoluble recuperada no fue tan baja. De cualquier forma, según Gmitro (1986), el residuo producto del intemperismo de calizas no provee silicatos suficientes para el desarrollo de suelos.

A partir del desarrollo *in situ* del suelo, Duch (1988) propuso un proceso de formación de suelo más amplio y complejo, tomando en cuenta el intemperismo de los carbonatos en terrenos elevados, junto con el transporte hídrico y el arrastre coluvial de los materiales edáficos que se llegaron a formar. De acuerdo a Duch (1988) todos los procesos descritos tendrían como destino final acumular los materiales en depresiones topográficas. El autor menciona que estos procesos son acelerados en aquellos terrenos que se han desmontado y que se dedican a las actividades agrícolas.

Schinle (1991), Heraud (1996) y Beach (1998) detectaron una gran heterogeneidad de especies minerales en la fracción arena en los suelos de las regiones central y oeste de la península (propuestos como originados de diversas fuentes, pero siendo en su mayoría de origen volcánico). El trabajo de Schultz et al. (1971), reporta que en la región de Ticul la fracción arcilla del suelo está dominada por la una mezcla de kaolinita-montmorillonita, además de cuarzo. El mismo autor, propone que dicha mineralogía se derivó de la alteración de depósitos de caída. El residuo insoluble que colectaron Schultz et al. (1971) de las rocas asociadas al Eoceno del centro de Yucatán, presentó porcentajes entre 0.5 y 5% del total de la masa de roca.

Tanto Heraud (1996), como Perry et al. (2003) propusieron varias fuentes para el origen del material parental de los suelos de la península, siendo los principales: (1) el residuo insoluble de la roca carbonatada subyacente, (2) el vulcanismo de Centroamérica y (3) material eólico de regiones lejanas.

Mención aparte merece el trabajo de Pope et al. (1996) que correlacionó mapas geológicos y de suelos de la península, reportando una relación muy estrecha entre el tipo de rocas (tan antiguas como el Eoceno) y el suelo sobreyacente.

Los trabajos realizados recientemente (Sedov et al., 2007; 2008; González del Ángel, 2010, Bautista et al., 2011) han dado evidencias directas (del tipo mineralógico) de los diferentes materiales que pudieron dar origen a los suelos de la Península de Yucatán. La herencia de un residuo insoluble silicatado, derivado de la caliza subyacente, es una de las hipótesis que ha dominado durante los últimos cincuenta años de investigación. Sin embargo, dado el poco residuo colectado experimentalmente, surgen los cuestionamientos de si dicho material es suficiente para generar suelos con profundidades superiores a 1 m, como algunos Luvisoles encontrados en el norte y centro de la península. Dichos suelos, aunado a las evidencias de un aporte de minerales volcanogénicos, implican el estudiar a más detalle la propuesta del aporte de materiales alóctonos. Las investigaciones de Schinle (1991), Heraud (1996) y Perry et al. (2003), realizaron propuestas acerca de las fuentes de proveniencia de los minerales

silicatados ajenos al contenido del residuo insoluble de la caliza. No obstante, al momento, no se ha verificado la afinidad mineralógica y geoquímica entre las probables fuentes y los materiales encontrados en los suelos. Al mismo tiempo, la transformación producto de la pedogénesis del material parental (sea cual sea su origen) ha sido una tarea escasamente tratada.

## **I.2 JUSTIFICACIÓN**

El estudio del origen de los suelos sobre rocas carbonatadas ha sido objeto de diversas discusiones durante los últimos 150 años. En la actualidad, la mayor parte del conocimiento sobre la edafogénesis en relieves kársticos proviene de las regiones templadas (por ejemplo, del clima Mediterráneo con los modelos de *Terra Rossa* y *Terra Fusca*) mientras que, los procesos de formación y evolución de suelos en los geosistemas kársticos del trópico húmedo todavía no están entendidos suficientemente.

Los estudios realizados en islas tropicales del Pacífico y del Caribe (Bruce, 1983; Scholten y Andriess, 1986) reconocieron la gran variedad de suelos formados sobre rocas carbonatadas. Se distinguieron Entisoles, Mollisoles, Alfisoles, Ultisoles y Oxisoles (Soil Survey Staff, 2010). En Jamaica, Scholten y Andriess (1986) asociaron las bauxitas kársticas de la región a perfiles de suelos con horizontes Óxicos, como resultado de la pérdida de sílice y la acumulación de hierro y aluminio. En Cuba, Ortega (1984) describió suelos rojizos desarrollados sobre calizas, compuestos por arcilla kaolinítica a los que definió como Ferralíticos o Latosólicos (Instituto de Suelos, 1973). Más allá de realizar taxonomía de suelos, en el estudio de materiales edáficos afectados por una historia compleja de desarrollo, lo importante no es su clasificación, sino la identificación de los procesos que los formaron que serán útiles para una reconstrucción paleoambiental (Buurman, 1999).

Una de las principales limitantes ha sido la escala de los estudios, la cual se ha centrado en la distribución regional de la cubierta edáfica (concentrándose en trabajos de cartografía), dejando de lado el trabajo a detalle de génesis de suelos (para el cual es sumamente importante la micromorfología y la geoquímica).

Particularmente, en el área de la Península de Yucatán ha surgido no sólo la polémica sobre el origen del suelo (es decir, si se trata de un material producto del intemperismo de los carbonatos o del aporte de materiales alóctonos ricos en sílice), la relación que guarda éste con el relieve (que en apariencia es bastante homogéneo, y que sin embargo, genera un mosaico de diversos tipos de cobertura edáfica) sino también la manera en que ha sido utilizado dicho vínculo en el desarrollo de las poblaciones humanas. La mayoría de las investigaciones sobre génesis de suelos en la Península de Yucatán se han realizado de manera secundaria, dada la relevancia de trabajos enfocados al manejo de la cobertura edáfica durante el esplendor de la Cultura Maya. Dichos estudios se han ubicado en las regiones oeste, sur y centro de la península, debido a la concentración de grandes urbes Mayas. La región este ha sido poco investigada y de manera general, se ha asumido como una zona con desarrollo de suelos someros, pertenecientes al Grupo de los Leptosoles Rendzicos (IUSS Working Group WRB, 2006).

La discusión sobre la génesis de los suelos de la Península de Yucatán, generó trabajos como el de Isphording (1974), donde se afirmaba que “los suelos de la Península de Yucatán son un misterio geoquímico”. Los resultados mineralógicos de la investigación de Isphording (1974), basados en difracción de Rayos X, vistos bajo una perspectiva actual denotan deficiencias en su estudio (en particular, en la caracterización de la fracción arcilla, donde los especímenes sólo fueron estudiados en muestra en polvo). Cabe mencionar que Isphording (1974, 1978) es el primer autor que maneja algunos cálculos geoquímicos con elementos mayores como son  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , tratando de relacionarlos

con probables fuentes de materiales parentales. Esta tendencia se pierde en las investigaciones posteriores, volviendo a la especulación en cuanto al origen del material parental. Schinle (1991) y Heraud (1996) realizaron algunos análisis micromorfológicos, aunque con ciertas errores en la identificación de los componentes del suelo (por ejemplo, confundiendo tejidos vegetales degradados con la fragmentos de esquistos).

Un estudio que tome en cuenta diversas técnicas analíticas que permitan rastrear el origen y evolución de los materiales edáficos de la Península de Yucatán, no ha sido del todo presentado. El aporte de la presente tesis a las investigaciones realizadas, es el integrar técnicas que se utilizan convencionalmente en la Geología (por ejemplo, la geoquímica de elementos traza y ultraza para ubicar fuentes de rocas ígneas y sedimentarias) con las manejadas en la Ciencia del Suelo (química del intemperismo y micromorfología). Los estudios micromórfológicos, mineralógicos y geoquímicos presentados en este trabajo, apuntan a la localización de las probables fuentes de proveniencia de los materiales parentales que generaron la cubierta edáfica de la región noreste de Quintana Roo, así como el grado de su influencia en la propuesta de un modelo evolutivo que solvete la presencia del mosaico de suelos actual en dicha región de la Península de Yucatán.

Durante visitas a la zona noreste de Quintana Roo (2004-2008), en la región de Yalahau (específicamente en la localidad de Kantunil Kin) y a lo largo del corredor Cancún-XelHa (en canteras de extracción de agregados pétreos), se lograron describir estadios de desarrollo de materiales edáficos muy contrastantes con lo observado en Leptosoles Rendzicos (resaltando la profundidad del suelo superior a los 30 cm; y la estructura en bloque-prismática con una matriz rojiza y libre de carbonatos). La semejanza morfológica de los objetos estudiados con suelos de regiones templadas (por ejemplo, los tipo *Terra Rossa* en el área del Mediterráneo), propone el indagar si las mismas propuestas para el

origen de estos últimos son aplicables a regiones subtropicales (incluyendo, su comparación con otras regiones del Caribe).

### **I.3 OBJETIVO GENERAL**

**Propuesta de modelos de formación de la cubierta edáfica de la región noreste de Quintana Roo.**

#### ***1.3.1 Objetivos Específicos***

- 1. Propuesta de modelo de formación de suelos rojos profundos (Luvisoles) (IUSS Working Group WRB, 2006).**
- 2. Propuesta de modelo de formación de suelos someros (Leptosoles Rendzicos) (IUSS Working Group WRB, 2006) y pedosedimentos.**

#### ***1.3.2 Hipótesis Específicas***

- 2. Para el caso del modelo de formación de suelos rojos profundos (Luvisoles), se plantea:**
  - Si su desarrollo está asociado a su ubicación en un relieve kárstico de mayor evolución (de acuerdo a la geología y su posición en el relieve), entonces mostrarán un mayor desarrollo que los suelos que se ubican en la costa este de Quintana Roo (región de reciente emersión y por ende, con menor tiempo de exposición).
  - A pesar del tiempo de exposición, la influencia del material parental alóctono es superior a la herencia del material parental autóctono (residuo insoluble de la roca carbonatada).

3. Para el caso del modelo de formación de suelos someros (Leptosoles Rendzicos) y pedosedimentos, se plantea:
- Si los suelos someros y pedosedimentos son “suelos degradados” de una cubierta edáfica antigua, se deben de encontrar rasgos de pedogénesis avanzada, junto con evidencias de coluvionamiento-erosión
  - Si la pedogénesis siguió desarrollándose en los “rellenos” atrapados en las depresiones kársticas, entonces deben encontrarse evidencias de pedogénesis muy contrastante a la que presentan los Leptosoles Rendzicos superficiales, cuya pedogénesis sería más incipiente.
  - La influencia del material parental alóctono es superior a la herencia del material parental autóctono (residuo insoluble de la roca carbonatada).

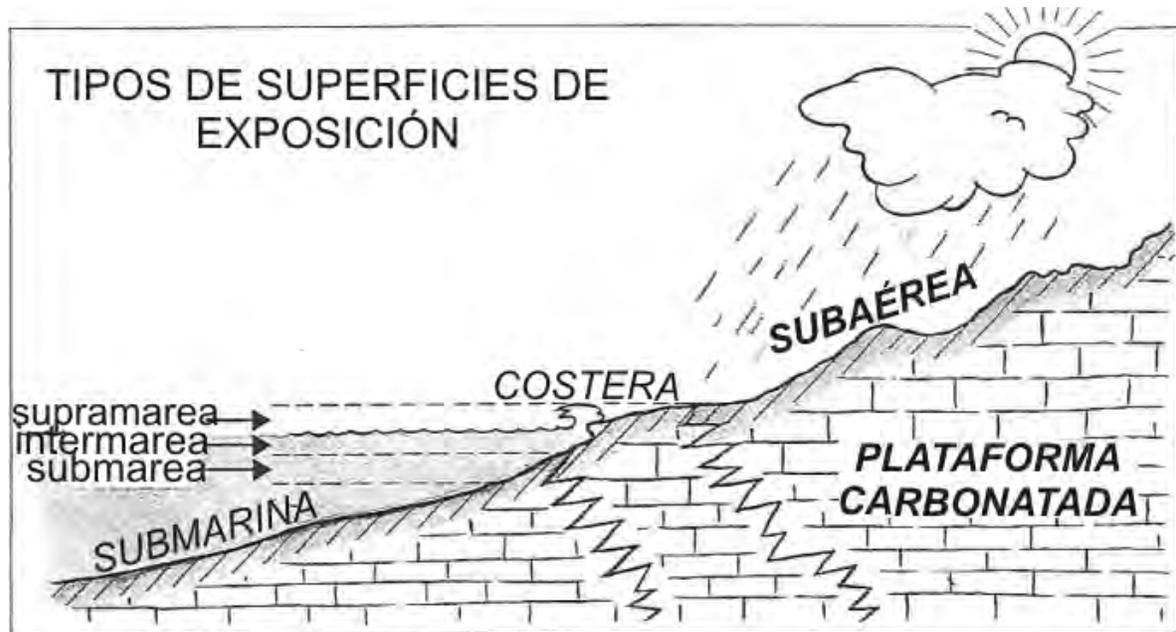
## II MARCO TEÓRICO

En este apartado, se realizará la revisión de algunos conceptos relativos a los materiales que se generan durante el período de emersión de una plataforma carbonatada. Según Esteban y Klappa (1983), dos facies son los componentes principales a analizar y que además, se encuentran estrechamente relacionados entre sí: el **karst** y el **suelo**. La segunda parte, condensa las ideas sobre la génesis de suelos sobre rocas carbonatadas que han surgido durante los últimos 150 años, y parte de las técnicas analíticas utilizadas en la resolución del estudio de la influencia del material parental en los procesos de formación del suelo.

### II.1 EL CONCEPTO DE EXPOSICIÓN SUBAÉREA

Las **superficies de exposición subaérea** son áreas donde el límite superior de los sedimentos o rocas muestran los efectos de los agentes exógenos. Su presencia en los registros geológicos, denota una interrupción en la sedimentación. Por definición, se trata de una zona de emersión o superficie de ambiente terrestre (los sedimentos y rocas se encuentran expuestos a los factores atmosféricos, libres de cualquier influencia marina). Las superficies de exposición subaérea varían lateralmente, conforme tienen cercanía con el mar (Figura 1). Puede presentar una topografía muy irregular, alabeada o planar, determinada por la posición del nivel del mar.

La primera evidencia sobre la presencia de una superficie de exposición subaérea la denotan los líquenes endolíticos, que representan la primera etapa de colonización de organismos en tierra firme.



**Figura 1.** Ubicación de la superficie de exposición subaérea, en relación a otros tipos de exposiciones. Modificado de Esteban y Klappa (1983).

Inherente a la superficie de exposición subaérea, existe una zona de alteración cuyo espesor (varía de algunos milímetros a cientos de metros) es controlado por diferentes factores. De los factores más importantes se tiene al clima, la intensidad y duración de los procesos diagenéticos subaéreos, la posición del nivel freático y los atributos de la petrofábrica de la roca o sedimento que hospeda a la superficie de exposición. Básicamente, existen dos facies generadas durante la exposición subaérea: la facies de *karst* y la facies *edáfica*, las cuales se encuentran íntimamente relacionadas entre sí, siendo muy difícil de explicarlas individualmente.

El estudio de las superficies de exposición subaérea provee información sobre la historia geológica de una región. Por ejemplo, el hecho de que se encuentren superficies de exposición entre carbonatos marinos denota períodos de regresión o levantamiento de los paquetes de sedimentos que se encontraban bajo el nivel del mar. Además, sirven de marcadores estratigráficos para la correlación de afloramientos y de barrenaciones de exploración. Presentan importancia económica, debido a que en ellas se prospectan importantes recursos naturales como: (1) petróleo, gas o agua, debido a que pueden

servir como rocas sello; (2) acumulaciones de metales relacionados con procesos de formación de suelo (por ejemplo, las bauxitas como yacimientos de aluminio).

## II.2 REVISIÓN GENERAL SOBRE ALGUNOS CONCEPTOS RELACIONADOS AL KARST

El término *karst* ha sido utilizado, sobre todo en geomorfología, para designar formas del relieve muy específicas (incluyendo las subterráneas) en determinadas regiones del planeta. Diferentes trabajos, ya clásicos (Thraillkill, 1968; Sweeting, 1973; Jakucs, 1977; Ford y Williams, 2007) han planteado al karst como resultado de una serie de procesos (climáticos, tectónicos, edáficos, hidrológicos, petrológicos, entre otros) con diferentes estadios evolutivos. Una definición, desde un punto de vista más geoquímico, la propusieron Esteban y Klappa (1983):

“El karst es un tipo de facies diagenética, que se imprime en las estructuras carbonatadas durante su exposición subaérea, producida y controlada por la disolución y migración del carbonato de calcio, debido al ataque del agua meteórica”.

En sí, el karst representa la pérdida neta del carbonato de calcio (que se da al atravesar diversas etapas evolutivas o en algunas zonas específicas de su perfil). La mineralogía de la facies de karst es dominada por la calcita pobre en magnesio, no obstante pueden encontrarse variaciones en depósitos que presentan aragonita, hidromagnesita y dolomita.

La Figura 2, esquematiza el perfil idealizado del karst.

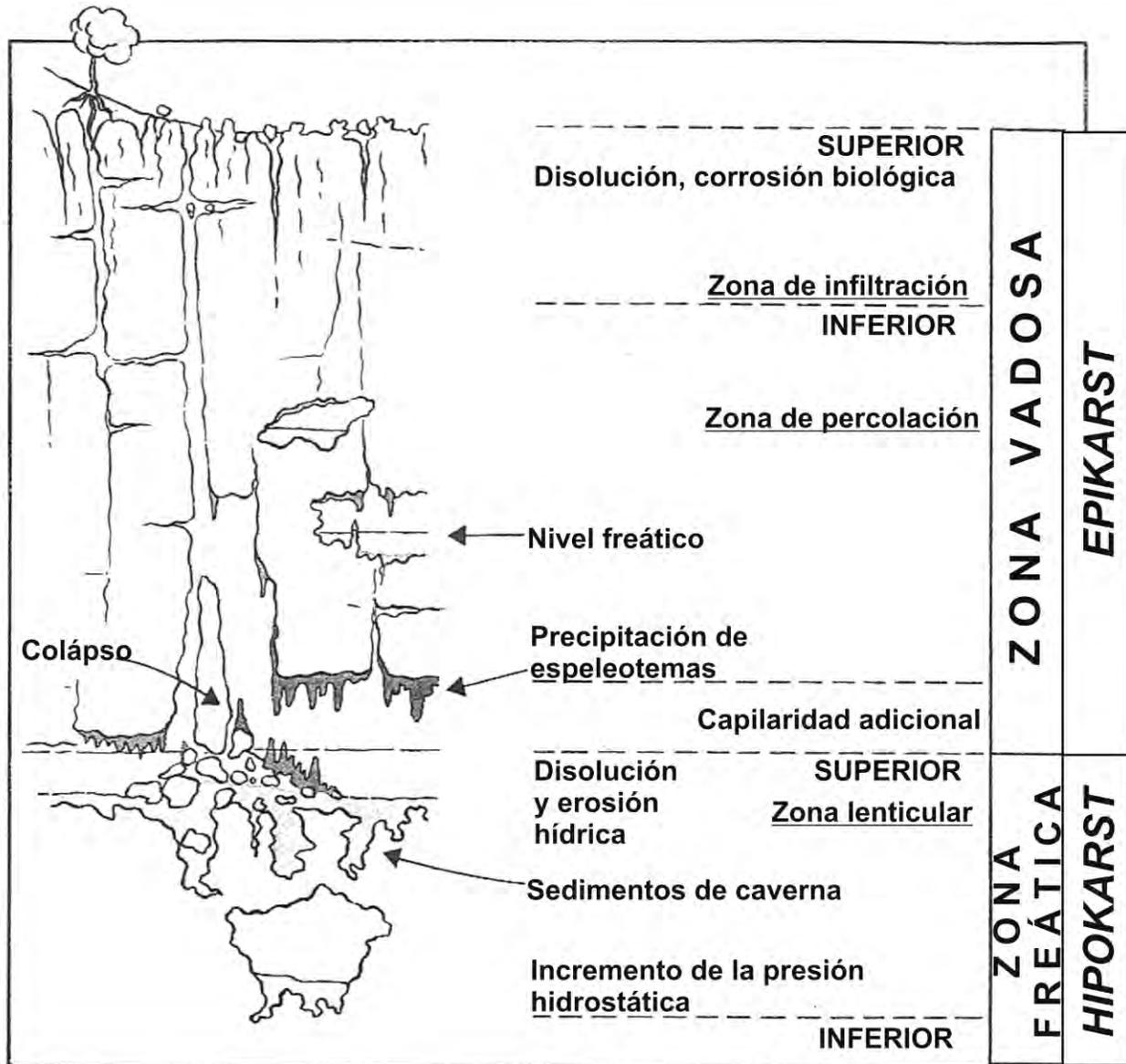
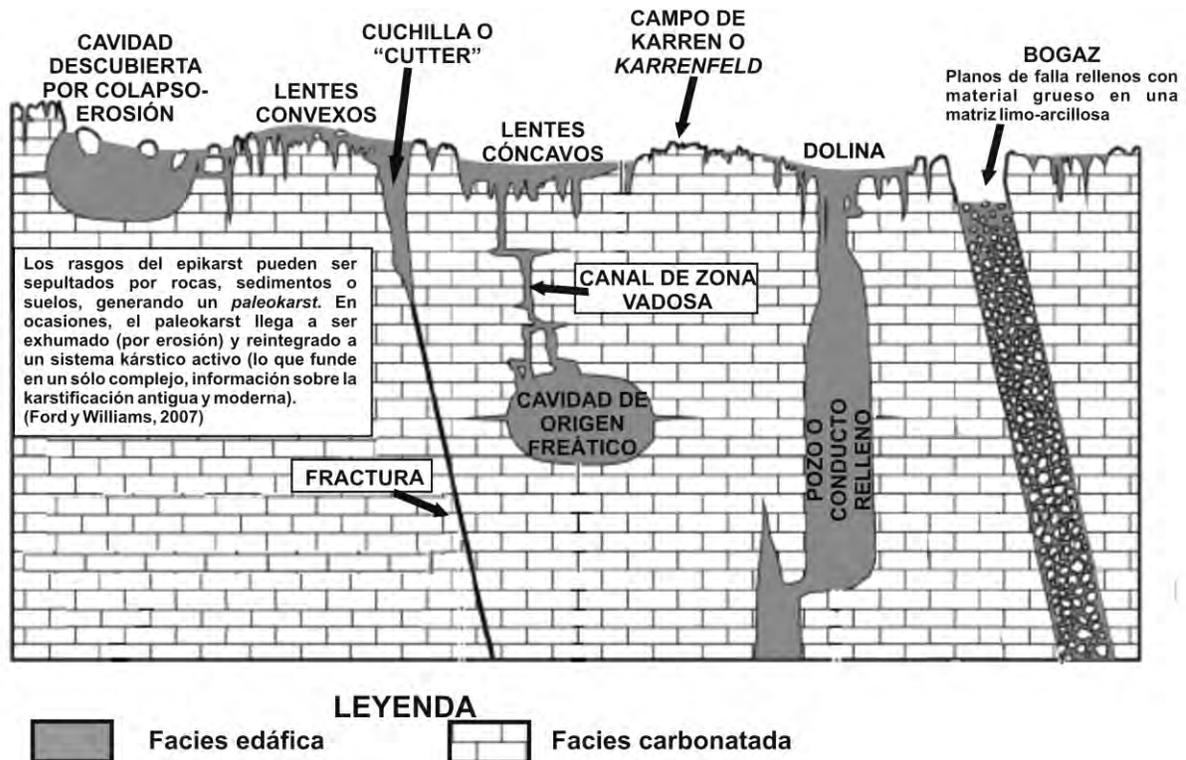


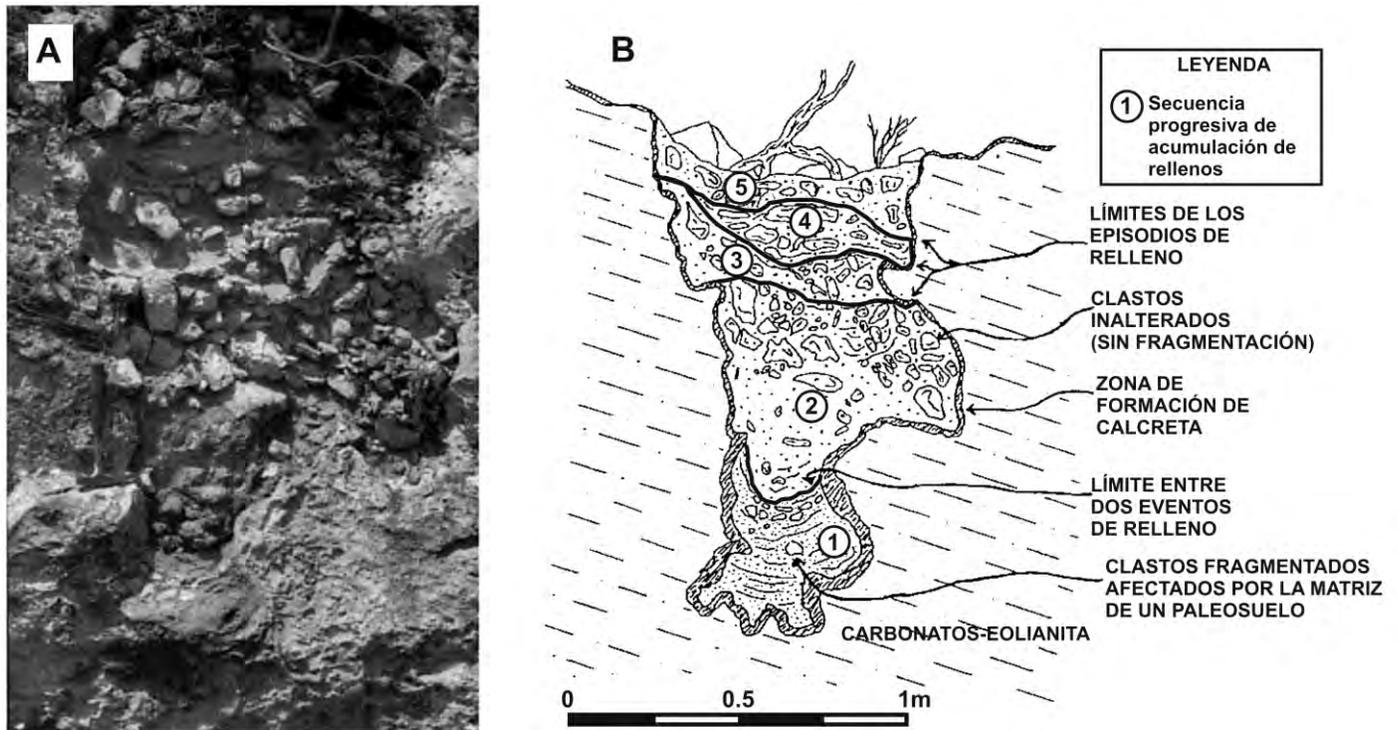
Figura 2. Perfil idealizado de diversos rasgos y procesos kársticos. Modificado de Esteban y Klappa (1983).

A pesar de la gran variedad de geformas y procesos que dominan en el perfil del karst, en este trabajo sólo se toma en cuenta la parte más superficial o **epikarst** (también conocido como *karst subcutáneo*, según Williams, [1983]) donde se concentra una zona de infiltración (o *zona vadosa superior*), caracterizada por la presencia desarrollada o incipiente de suelo (los carbonatos cubiertos por líquenes y algas, son descritos por Esteban y Klappa, [1983] como *protosuelos*), además de la dominancia

de cavernas verticales (o *pipas*). La mayoría de los materiales acumulados en dicha zona son el resultado de la intensa corrosión y degradación de los carbonatos (los cuales se presentan como sedimentos de consistencia friable, colonizados por hongos y bacterias) (Figura 3). Los procesos dominantes en el epikarst son la disolución fisicoquímica y la corrosión biológica relacionada con la intensa actividad orgánica. Los depósitos de *colapso de brecha* (Robledo, 2005) pueden ser muy abundantes en esta región, sobre todo en zonas superiores a los 20 m de profundidad. Dichos materiales fueron descritos por Mylroie y Carew (1995) desde el punto de vista sedimentológico como “rellenos” en cavidades kársticas, proponiendo que su acumulación se presenta de manera episódica (Figura 4).



**Figura 3.** Esquema de los rasgos de disolución-acumulación que pueden presentarse en el epikarst. Modificado de Šušteršič et al. (2009).



**Figura 4.** (A) Fotografía de una cavidad generada por disolución, rellena con rocas intemperizadas y un paleosuelo; (B) Diagrama que indica que los “rellenos” pueden ser episódicos. Modificado de Mylroie y Carew (1995).

### II.2.1 El suelo como parte del karst

Esteban y Klappa (1983) criticaron la ausencia del factor suelo en las definiciones que se han propuesto para el karst. Dichos autores denotaron lo ligado de ciertos tipos de suelos (por ejemplo, los suelos rojizos tipo *Terra Rossa*) a relieves kársticos específicos. El suelo es un control muy importante dentro del proceso mismo de formación del karst. Se trata del lugar de producción del  $\text{CO}_2$  biogénico, además del almacén del agua meteórica que dirige los procesos de disolución de la roca. En consecuencia, el suelo se encuentra influenciado de los residuos insolubles del proceso de karstificación. En general, los modelos propuestos para la evolución del karst en su zona más superficial (o epikarst) (Figura 5), describen que en las etapas primarias se presenta un bajo desarrollo de la cobertura de suelo, mientras que en las etapas tardías implica un suelo profundo y con gran extensión lateral (Klimchouk,

2004). El suelo puede direccionarse en la formación de facies de caliche, particularmente en estadios maduros y tardíos de la evolución kárstica (Bretz y Horberg, 1949; Brown, 1956; Swineford et al., 1958; Durand, 1963).

La etapa primaria de la evolución del epikarst que propone Klimchouk (2004) en la Figura 5, se caracteriza por la baja relación de éste con la estructura de drenaje de la zona vadosa. Con la presencia de suelo, se incrementa la población de fisuras del epikarst. Teniendo el desarrollo de un drenaje efectivo en el epikarst, así como de un sistema colector en la región subyacente; se presentarán daños a la cobertura de suelo, ocasionando (con el transcurso del tiempo) su pérdida progresiva. La pérdida primaria de suelo se da en aquellos relieves dominados por *karrenfelds*<sup>1</sup> (y que posean tendencia a formar colapsos en su estructura) y aumentará a través de las áreas con mayor madurez del epikarst, donde se dé un mayor contacto con la zona vadosa subyacente.

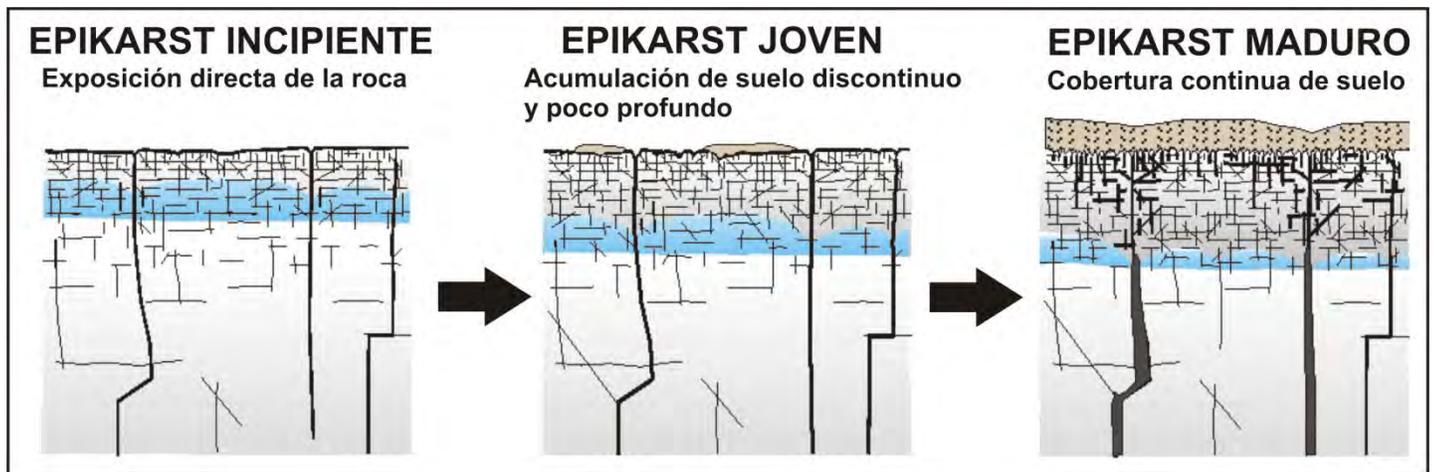
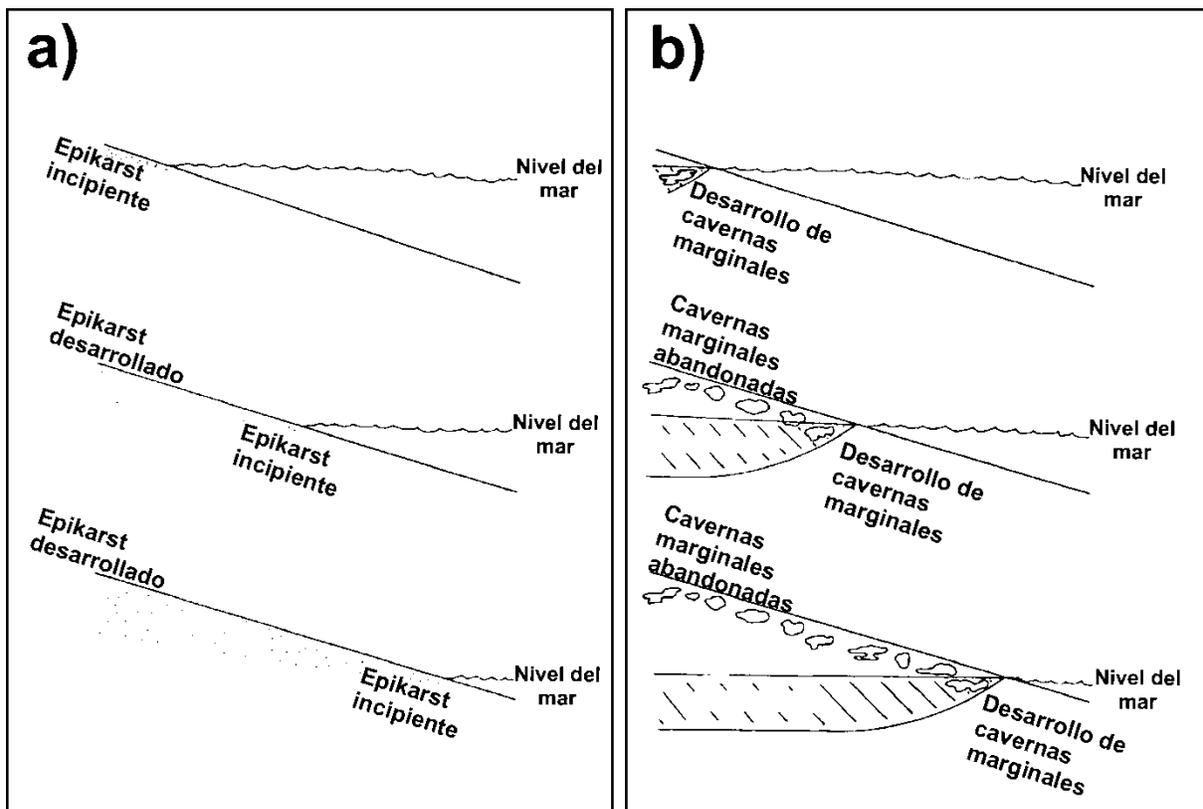


Figura 5. Evolución continua del epikarst. Modificado de Klimchouk (2004).

<sup>1</sup> Los términos *karren* (alemán) y *lapiés* (francés) han sido ampliamente utilizados para describir formas de disolución de pequeña escala (1 cm- 10 m). El ensamble de varios rasgos individuales de karren se conoce como *karrenfeld* (los cuales pueden estar cubiertos o no por suelo) (Ford y Williams, 2007). Ford y Williams (2007) propusieron una clasificación de los tipos de karren de acuerdo a su morfología y sus factores genéticos.

### II.3 SUCESIONES Y MODIFICACIONES EN LA FACIES DE KARST DE PLATAFORMAS CARBONATADAS

Cuando una plataforma carbonatada emerge, puede presentar exposición subaérea en diferentes tasas de tiempo. Si la exposición es prolongada, el grado de desarrollo del epikarst y del suelo variará lateralmente; esto es, que la región de la plataforma que emergió primero, presentará grados de desarrollo del karst y del suelo mayores que la parte expuesta al final de la emersión (Figura 6a). Por otro lado, si la exposición es corta, el desarrollo del karst y del suelo será similar en toda la plataforma. Si la plataforma es subsecuentemente sumergida, las últimas zonas que emergieron serán las primeras en ser cubiertas por nuevos sedimentos y el desarrollo del karst y del suelo será mucho menor que el de las zonas que aún no han sido cubiertas por el mar (las cuales no serán sepultadas por sedimentos, hasta que la plataforma sea completamente sumergida).



**Figura 6.** Desarrollo del epikarst durante la emersión de una plataforma carbonatada. a) Desarrollo de la cobertura edáfica y b) desarrollo de rasgos de disolución (cavernas marginales) debido a la migración de los lentes de agua del nivel freático. Modificado de Mylroie y Carew (1995).

La migración del nivel del mar a lo largo de una plataforma carbonatada también ocasiona el desplazamiento de los lentes de agua dulce en el subsuelo, y así, diferentes zonas de disolución ocuparán la posición anterior del nivel freático, para desarrollar cavernas marginales (Figura 6b). En las plataformas y rampas de carbonatos, las cavernas marginales se desarrollan de forma continua a lo largo de las márgenes laterales de los lentes de agua dulce, como lo han descrito investigaciones en Isla de Mona (Frank, 1993; Mylroie et al., 1993) y en la Península de Yucatán (Back et al., 1986). El resultado final de la formación de cavidades, es el colapso de estructuras sobreyacentes con facies de brecha (Davis, 1949; Bögli, 1980; Back et al., 1984, 1986; Back, 1992; Loucks y Handford, 1992; Loucks, 1999; Loucks et al., 2004; White y White, 2000; Robledo, 2005).

## **II. 4 LA GÉNESIS DE SUELOS SOBRE ROCAS CARBONATADAS**

### ***II.4.1 Diversidad de los suelos sobre rocas carbonatadas***

El estudio de los suelos sobre rocas carbonatadas ha estado vinculado estrechamente con la región del Mediterráneo, debido a la asociación entre el karst y la ***Terra Rossa*** (Yaalon, 1997). Trabajos recientes como el de Šušteršič et al. (2009) afirman que Tučan (1912) fue el primer estudioso en aplicar el término *Terra Rossa*, sin embargo, referencias a dicho vocablo ya existían con anterioridad (Fuchs, 1875; Neumayr, 1875). En general, se considera que la expresión *Terra Rossa* deriva del istriano (una lengua italiana), utilizada para describir a los suelos rojos que se desarrollan sobre los paisajes karstificados de la región de Istria (en la actual Croacia).

El Lexicón de cuevas y terminología kárstica (Field, 2002) ofrece dos definiciones (muy parecidas entre si) para el término *Terra Rossa*:

1. Manto de suelo de color pardo-rojizo, que cubre a rocas carbonatadas; teniendo un origen residual en algunas regiones.
2. Residuo insoluble de color pardo-rojizo, acumulado debido al intemperismo de rocas carbonatadas bajo un clima Mediterráneo.

Merino y Banerjee (2008) proponen una definición no vinculada con el origen pedológico de la *Terra Rossa* y muy generalizada: “Las arcillas de la Terra Rossa son materiales de color rojizo del tipo *claystone*, que presentan varios metros de espesor, cubriendo áreas extensas a través de la superficie terrestre, e íntimamente asociadas a rasgos de karst en carbonatos”.

Bresson (1993) propone que los “Suelos rojos mediterráneos” se caracterizan por la bisialitización y los óxidos de hierro que se encuentran unidos a la fracción arcilla. Para Fedoroff (1997), la bisialitización no debe ser considerada un rasgo distintivo de los suelos rojos. El mismo autor, establece que el concepto de iluviación de arcilla no puede ser totalmente aplicable en el proceso de formación de los suelos rojos. La homogeneidad en el color rojo a lo largo del perfil dificulta la identificación de horizontes diagnósticos (Atalay, 1997). El color rojo de los horizontes B presenta un matiz (hue) de entre 5YR y 10R y un valor cromático (chroma) tan alto como 3.5 (Bech et al, 1997). De manera general, es aceptado que la hematita y la goethita son los óxidos pedogénicos dominantes en los suelos rojos (Bronger et al., 1983; Torrent y Cabedo, 1986; Boero y Schwertman, 1989; Boero et al, 1992; Durn et al., 1992). También se han descrito minerales como la ferrihidrita (dithiyonita), como un producto intermedio entre la goethita y la hematita (Temur et al., 2009).

Para Durn (2003) la Terra Rossa es un suelo rojizo de textura arcillosa a arcillo-limosa, que cubre rocas calizas y dolomíticas en mantos discontinuos que varían en espesor de algunos centímetros a metros. Se puede encontrar rellenando fisuras de origen kárstico y entre planos de estratificación. Según

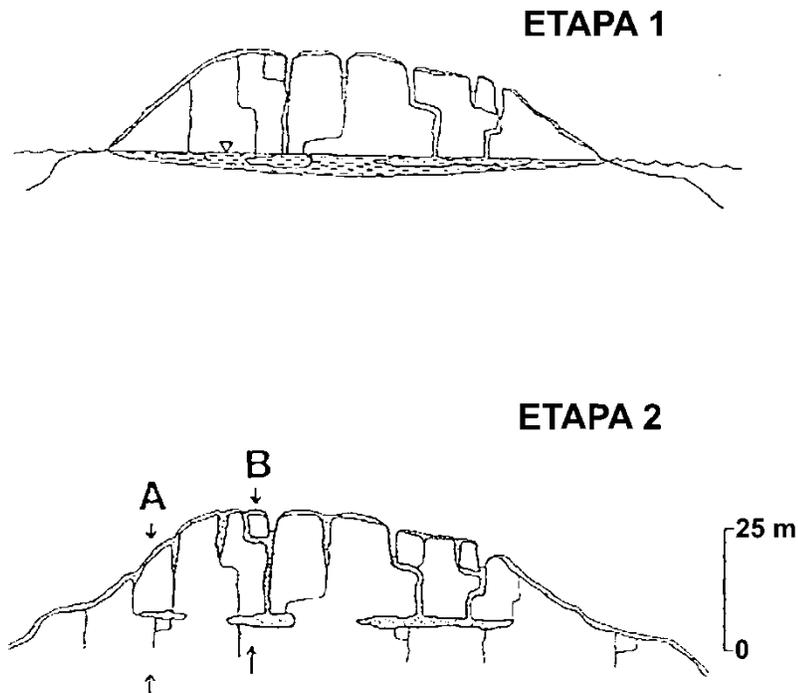
Durn et al. (1999), existen pequeñas acumulaciones de materiales similares a la Terra Rossa que se encuentran rellenando depresiones kársticas en la forma de *complejos coluviales pedosedimentarios*.

La Terra Rossa también se ha encontrado cubierta por sedimentos de composición carbonatada (Moresi y Mongelli, 1988) e inclusive por loess del Pleistoceno Superior (Cremaschi, 1990a; 1990b; Durn et al., 1999). Según la experiencia de diversas áreas -pedología, geología, geografía y climatología, entre otras,- tanto en campo como en laboratorio, la Terra Rossa puede ser considerada como un suelo, un suelo relicto, un paleosuelo o un complejo pedosedimentario. Priori et al. (2008) sugirieron que dada la complejidad y naturaleza poligénica de los suelos sobre rocas carbonatadas, estos pueden ser estudiados en niveles pedostratigráficos (considerando un nivel pedostratigráfico como un ensamble de horizontes genéticamente relacionados, formados por materiales que poseen el mismo grado de intemperismo y la misma edad estimada).

En las Bahamas, Milroei y Carew (1995) describieron a la Terra Rossa como un paleosuelo con rasgos micríticos. Localmente, dichos paleosuelos, son capaces de desviar la recarga de agua meteórica hacia un limitado número de puntos en el subsuelo. Para dichos autores, la correcta interpretación de la Terra Rossa-paleosuelos en las plataformas carbonatadas, es un gran reto, dadas sus variaciones con la topografía.

Milroei y Carew (1995) aclaran que los llamados *protosoles calcareníticos* deben ser diferenciados de los paleosuelos tipo Terra Rossa. Según las descripciones de los mismos autores, los protosoles calcareníticos son paleosuelos pobremente estructurados, fosilíferos, formados durante breves períodos de emersión de la plataforma o producto de pausas temporales en la deposición de carbonatos que ocurrieron entre las elevaciones del nivel del mar. Los paleosuelos tipo Terra Rossa son el resultado de la acumulación de los efectos del intemperismo durante una exposición prolongada de la plataforma (asociada con el descenso del nivel del mar) y un epikarst subyacente muy poroso.

Los depósitos de carbonatos, especialmente en plataformas que no han sido totalmente inundadas por el mar, se distribuyen de forma discontinua. Así, los paleosuelos se desarrollaron en aquéllas zonas que se encontraban emergidas, donde pudieron generarse en pedocomplejos. En islas del Caribe como Bermuda y Bahamas, la depositación discontinua de eolianitas, produce secuencias donde los paleosuelos sepultados y los expuestos en la superficie se combinan para generar un paleosuelo compuesto. En consecuencia, se da la apariencia de que horizontes de paleosuelos tipo Terra Rossa se desarrollan entre horizontes de carbonatos, cuando en realidad son materiales afectados por la cercanía del flujo de la zona vadosa y el intemperismo (y no producto de una exposición prolongada de la plataforma durante un período bajo del nivel del mar) (Carew y Mylroei, 1991; Rossinski et al., 1992). Adicionalmente, los paleosuelos pueden ser transportados hacia la zona vadosa o hacia **cavernas de origen freático** (para detalles consultar Carew y Mylroei, 1995). Debido a que las cavernas freáticas, pueden formarse a la misma elevación (como indicativo, de la ubicación del nivel freático), el relleno de suelo en horizontes específicos poblados por dichas cavernas, puede ocasionar una interpretación equivocada sobre una supuesta superficie de exposición donde se desarrolló un paleosuelo (Figura 7) (Carew y Mylroei, 1991).



**Figura 7.** Diagrama que ilustra el impacto potencial de la infiltración del suelo en los rasgos de disolución. Etapa 1- Durante un ascenso del nivel del mar se genera un acuífero colgante, el cual genera zonas de disolución en la zona superior e inferior de los lentes de agua. Etapa 2-El descenso en el nivel del mar, ocasiona el dren de las cavernas. El suelo de la superficie se infiltra en los rasgos de karst, formando depósitos que pueden ser confundidos con horizontes de exposición. El barreno A puede encontrar dos horizontes de suelo. El horizonte superficial es un paleosuelo compuesto, que incluye información de la Etapas 1 y 2. El horizonte inferior es el mismo paleosuelo compuesto superficial "rellenando" la cavidad kárstica abandonada. El barreno B aparentemente encuentra tres paleosuelos diferentes (modificado de Carew y Mylroei, 1991).

Algunos autores han dirigido sus investigaciones en la búsqueda de evidencias que sostengan la formación actual de los suelos rojos (Verhaye y Stoops, 1973) en áreas con características climáticas muy particulares (por ejemplo, en Líbano). Las investigaciones de Bronger y Sedov (2003) propusieron que en algunas regiones (como Marruecos) la Terra Rossa puede ser considerada como un *Vetusol* (un suelo caracterizado por una marcada continuidad de los mismos procesos pedogenéticos a través del tiempo) de acuerdo a los conceptos establecidos por Cremaschi (1987).

Además de los suelos rojos (tipo Terra Rossa), otro objeto de estudio que ha generado debates en la ciencia del suelo son las Rendzinas o Leptosoles Rendzicos (IUSS Working Group WRB, 2006). El término Rendzina ha sido utilizado ampliamente para describir suelos someros, de color gris a negro, y que se desarrollan sobre materiales carbonatados. En Estados Unidos, las primeras clasificaciones de las Rendzinas también incluían a suelos con una profundidad entre 38 y 152 cm, sin embargo, la presencia de carbonatos no era un requisito indispensable para caracterizarlos (Spaargaren, 2008). La Leyenda del Mapa Mundial del Suelo (FAO, 1974) reconoció a las Rendzinas dentro de altos niveles de clasificación junto con los Litosoles y los Rankers. Dicha clasificación definió a las Rendzina como un “suelo con un horizonte A mólico, el cual sobreyace directamente a un material enriquecido en carbonato de calcio ( $\geq 40\%$ )”. La revisión de La Leyenda del Mapa Mundial del Suelo (FAO, 1988) introdujo el concepto de Leptosol, donde se consideraron a los Leptosoles Rendzicos, que se han mantenido hasta la actual Base Referencial del Recurso Suelo (IUSS Working Group, 2006).

Fenton (2005) reseña el origen de la palabra Rendzina, como un término local para describir el sonido producido por una pala al golpear suelos muy pedregosos. En el siglo XIX, científicos polacos comenzaron a usar dicho término para los suelos formados sobre materiales derivados de calizas, heredando el vocablo a los edafólogos rusos. De’Sigmond (1938), clasificó a las Rendzinas como “suelos azonales”, es decir, suelos que no presentan el desarrollo de perfiles, una idea muy similar a la propuesta previamente por Glinka (1927) en Rusia. Autores como Fenton (2005) proponen que la Terra Rossa se formó a través de la degradación de la Rendzina, debido a la deforestación bajo condiciones semiáridas.

Tradicionalmente, dichos suelos se han considerado como poco desarrollados, debido a que son poco profundos (en promedio 25 cm de profundidad), limitados por roca continua, ricos en materia orgánica y sin ningún horizonte de diagnóstico particular (pudiendo ser mólico, ócrico, úmbrico, yérmico o vértico). Trabajos recientes (Gama, 2006; Kutrovskiy y Val’Kov, 2006; Sedov et al., 2007; 2008) han

demostrado que la matriz de las Rendzinas se puede encontrar libre de carbonatos, con dominancia de minerales secundarios de arcilla y óxidos de hierro. Dichas investigaciones coinciden que, independientemente del material parental a partir del cual se formó la matriz del suelo, la acumulación de minerales producto de intemperismo no es característica de suelos poco desarrollados.

## ***II.4.2 Teorías sobre el origen del material parental de los suelos sobre rocas carbonatadas***

### **II.4.2.1 El origen residual**

A partir del reconocimiento de los suelos rojos Mediterráneos (en particular de la Terra Rossa) y su vínculo con el karst, han existido dos explicaciones para su origen (mutuamente excluyentes). Dichas ideas plantean un origen residual en oposición a un origen detrítico. La primera propuesta aparece desde el trabajo de Neumayr (1875) (citado por Bárdossy, 1982). Tučan (1912) publicó un trabajo ya clásico, cuyo gran mérito es la aplicación de la geoquímica y la microscopía, en el que concluye que los suelos rojos provienen de la acumulación del residuo insoluble del intemperismo de calizas y dolomías, una idea que ha sido apoyada a lo largo del siglo XX y hasta nuestros días (Kišpatić, 1912; de Lapparent, 1930; De Weisse, 1948; Kubiena, 1953; Thornbury, 1954; Bonte, 1958; Jung, 1958; Ciric y Aleksandrovic, 1959; Hose, 1960; Marić, 1964a; 1964b; Plaster y Sherwood, 1971; Bronger et al., 1983; Skoric, 1987; Moresi y Mongelli, 1988; Bronger y Bruhn, 1997; Nagatsuka y Maejima, 2002; Neunendorf et al., 2008). Una idea original sobre la génesis residual de los suelos rojos fue planteada por Thornbury (1954), en un trabajo donde proponía que la Terra Rossa era producto de la disolución de carbonatos, ocasionada por el ascenso del nivel freático.

Apoyándose en el origen residual de los suelos rojos, Tučan (1912) y otros autores (Kišpatić, 1912; Pauls, 1913; de Lapparent, 1930; Butterlin, 1958; Hose, 1963; De Weisse, 1964; Komlóssy, 1967;

Marić, 1969; Vendel et al., 1971) plantearon la relación entre la Terra Rossa y la bauxita, siendo la última el producto del intemperismo de la primera.

Aún dentro de las investigaciones inclinadas hacia el origen residual de los suelos sobre rocas carbonatadas existen dos corrientes. Por un lado, se plantea que el residuo insoluble acumulado no sufrió ningún cambio geoquímico para formar un suelo (conclusión basada en las similitudes entre la mineralogía del residuo insoluble obtenido experimentalmente y la de la cubierta edáfica), por tanto, el factor clima en la pedogénesis no es muy significativo (Ćirić y Aleksandrović, 1959; Bronger y Smolíková, 1981; Bronger et al., 1983). La opinión alternativa es que el material residual fue sujeto a intenso intemperismo durante la disolución de los carbonatos, generando cambios en la mineralogía original que se heredo al suelo (Kubiëna, 1953; Plaster y Sherwood, 1971; Moresi y Mongelli, 1988).

La teoría residual puede dar una explicación sobre la relación karst-suelo, sin embargo, presenta un problema: la disolución de los carbonatos sólo provee, aparentemente, una pequeña fracción del espesor total del suelo rojo, debido a que las calizas y dolomías contienen, en general, pocos minerales insolubles que contribuyan con Si, Al y Fe para la generación de minerales secundarios (como los minerales de arcilla que conforman mayoritariamente a un suelo tipo Terra Rossa). Este déficit de masa, es el que principalmente se señala en apoyo de la teoría alóctona o detrítica (Ruhe et al., 1961; Ruhe, 1975; Comer, 1974; Hall, 1976; Olson et al., 1980; Herwitz et al., 1996; Donovan, 2002; Foster y Chittleborough, 2003; Mee et al., 2004; Muhs et al., 2007).

#### **II.4.2.2 El origen alóctono**

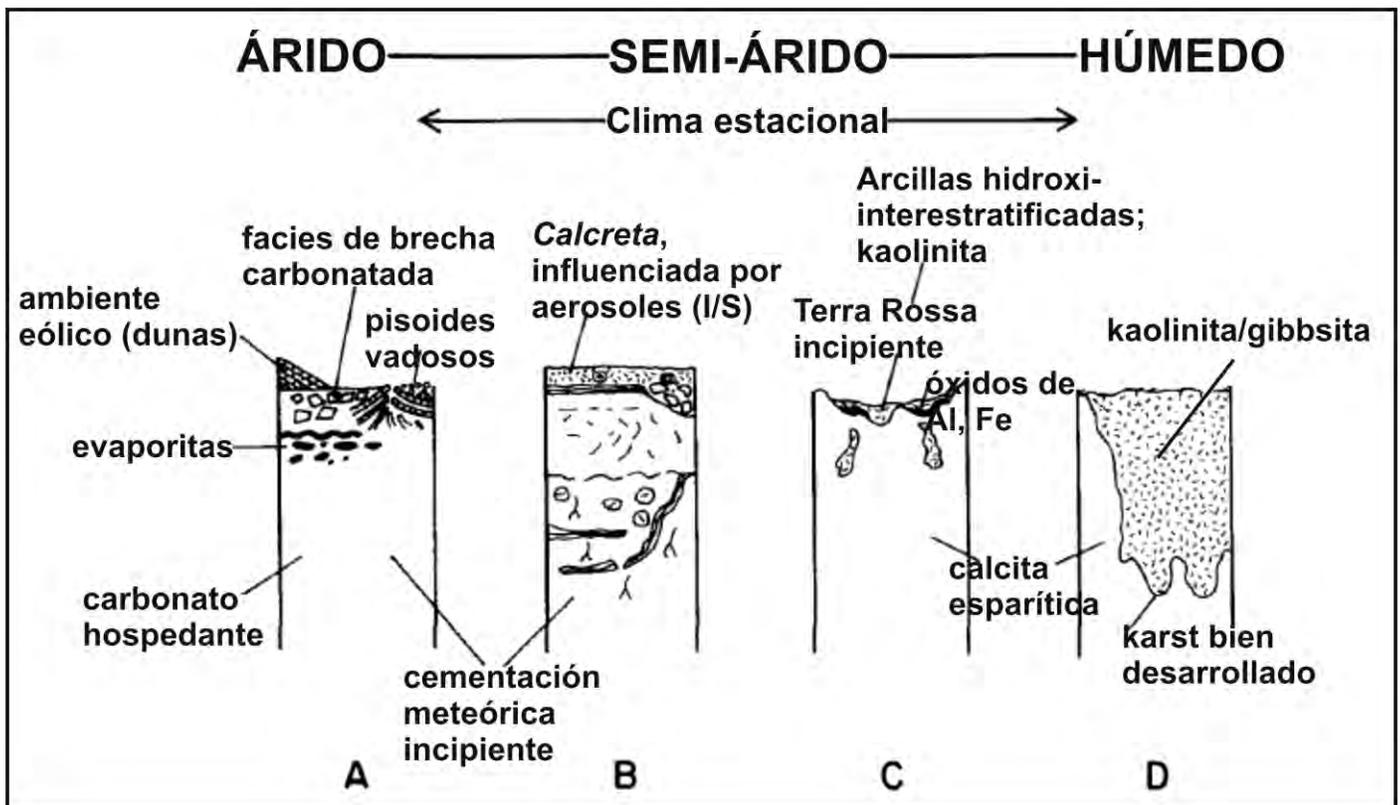
De acuerdo con la teoría detrítica, la Terra Rossa es una acumulación de material alóctono sobre la superficie de rocas carbonatadas, pudiendo tener un origen aluvial (Ruhe et al., 1961; Hall, 1976;

Olson et al., 1980), de cenizas volcánicas (Comer, 1974), depósitos eólicos (Yaalon y Ganor, 1973; Wright, 1994; Herwitz et al., 1996; Yaalon, 1997; Durn et al, 1999; Durn, 2003; Foster y Chittleborough, 2003; Frumkin y Stein, 2004; Muhs et al., 2007), así como de la combinación de estos con el intemperismo del material calcáreo (Miholić, 1960; Wall et al., 1962; Maric, 1964a).

Particularmente, en los últimos diez años, se han realizado investigaciones relacionadas con el llamado Mecanismo Metasomático en el Intemperismo (Shijie et al., 1999; Lijun y Jingyang, 2002; Merino, 2005; Merino et al., 2006 ; Merino y Banerjee, 2008), el cual se centra en la hipótesis del reemplazamiento mineral de carbonatos por minerales de arcilla, generando una zona de reacción entre la base del suelo y la caliza. Para investigadores como Merino (2005), el hierro, aluminio y silicio necesarios para la génesis de minerales secundarios proviene de depósitos eólicos sobre la caliza. Una vez que el depósito eólico comienza a intemperizarse en la superficie del carbonato, los solutos son filtrados hacia regiones subsuperficiales –conformando un frente de reacción que puede penetrar varios centímetros de profundidad de la caliza- para finalmente precipitar y promover el desarrollo de minerales de arcilla.

### II.4.3 El factor clima en el desarrollo del suelo sobre rocas carbonatadas

Wright (1994) reconoció cuatro variantes en los suelos formados sobre rocas carbonatadas, de acuerdo al gradiente de humedad de regiones específicas. El mismo autor, propuso que se pueden encontrar cambios en la presencia de dichos suelos, dados los contrastes estacionales del clima. La Figura 8 resume las cuatro variantes propuestas.



**Figura 8.** Suelos que se desarrollan en superficies de exposición carbonatada bajo diferentes regímenes climáticos (Modificado de Wright, 1994).

Las propuestas de perfiles de Wright (1994), consideran la mineralogía "tipo" para la fracción arcilla de determinados suelos sobre rocas carbonatadas. Las fases minerales estudiadas por dicho autor, le permitieron considerar que muchos suelos sobre rocas carbonatadas no reflejan las condiciones climáticas actuales, por lo que también aplicó el concepto de paleosuelo.

La Figura 8 muestra para un clima en extremo árido (perfil A) facies de evaporitas, brechas y pisolitos vadosos. Dichos suelos han sido interpretados como parte de ciclos perimareales desde el Permo-Triásico (Assereto y Kendall, 1977; Kendall y Warren, 1987). En muchas interpretaciones, los rasgos mostrados por estos suelos se asocian también con estructuras de la zona vadosa; según Wright (1994) los suelos con calcretas tienen una formación incipiente. El perfil B es propuesto como un perfil con calcretas, Wright (1994) toma en cuenta que la mineralogía de arcilla para esos suelos, proviene del intemperismo de material silicatado de aerosoles (donde los ciclos de sequía-humedad dirigen la formación de illita-esmectita). Si la cobertura de minerales esmectíticos llega a ser profunda, los suelos desarrollan rasgos vérticos y los carbonatos secundarios pueden acumularse en los horizontes ricos en arcilla. El perfil C corresponde a un suelo de condiciones “más” húmedas, el clima estacional puede generar suelos tipo Terra Rossa ricos en Al, asociados con un relieve kárstico somero. Bajo éstas condiciones, la cementación por calcita esparítica es mínima y no conlleva la formación de calcreta. Los minerales arcillosos Hidroxi-Interestratificados (también llamados vermiculitas dioctahedricas o cloritas dioctahedricas) pueden formarse a partir de silicatos primarios (Foos, 1991). Los depósitos bauxíticos pueden acumularse en depresiones kársticas profundas. Finalmente, el perfil D es el caso extremo de condiciones de humedad en el ambiente, donde las fases mineralógicas dominantes son la kaolinita y la gibbsita, para lo que Wright (1994) propone como ejemplos los suelos rojos de Bahamas y de algunas regiones de la Península de Yucatán.

#### ***II.4.4 El factor tiempo en el desarrollo del suelo sobre rocas carbonatadas***

Algunos autores defienden la idea de que los suelos rojos como la Terra Rossa son poligenéticos formados durante el Terciario y/o los períodos cálidos-húmedos del Cuaternario (Altay, 1997; Bronger y Bruhn, 1997; Durn et al., 1999; Bronger y Sedov, 2002). Investigaciones como las de Bronger y Bruhn

(1997) ubicaron la edad de los suelos rojos sobre calcarenitas de Marruecos en el Pleistoceno medio. Los mismos autores proponen la formación de dichos suelos durante la mayor parte de la época Brunhes, incluyendo durante períodos glaciales. Gvirtzman y Wieder (2001), situaron la formación de los suelos de la planicie costera de Israel en el Último Glacial (entre los 40,000 y 12,500 años A.P.).

Carew y Mylroie (2001) propusieron la edad de formación de los suelos tipo Terra Rossa de Bahamas cercana a los 100,000 años (una edad también propuesta por Mee et al. (2004) para los suelos rojos de Coonawarra, Australia) mientras que los llamados protosoles calcareníticos representarían entre 100 y 1000 años. Aparentemente, el intervalo de formación de suelos del grupo de la Rendzinas o Leptosoles Réndzicos, también se encontraría en una aproximación similar al de los protosoles calcareníticos descritos por Carew y Mylroie (2001).

## **II.5 SÍNTEIS ACERCA DEL ESTADO DE LAS INVESTIGACIONES DE SUELOS SOBRE ROCAS CARBONATADAS EN LA PENÍNSULA DE YUCATÁN Y EL MUNDO**

De la revisión realizada a las ideas sobre génesis de suelos en rocas carbonatadas surgen varios puntos a discutir. Uno de los rasgos distintivos es la diversidad de descripciones generadas para definir el concepto de suelo sobre roca carbonatada. Dichas descripciones, atienden al conocimiento empírico de las regiones de estudio por parte de sus habitantes (de ahí, la continuidad de vocablos como Terra Rossa o Rendzina), y al mismo tiempo, de los avances presentados por la Geología y la Ciencia del Suelo en los últimos 200 años. Las descripciones de Suelos Mediterráneos, no son del todo compatibles con los procesos de formación de Suelos Tropicales y Subtropicales (en ello el factor clima es implicado, atendiendo también al de épocas pasadas, reconociendo a las investigaciones que consideran a algunos suelos como paleosuelos), sin embargo, son los modelos más estudiados en el planeta en cuanto al origen del material parental.

En el principio de las investigaciones sobre génesis del material parental, el contraste fundamental entre las teorías alóctona y autóctona fueron la presencia o no de los minerales del residuo insoluble en la cobertura de suelo. El residuo insoluble obtenido mediante la disolución de carbonatos con diversos ácidos (incluyendo HF y HCl, en diferentes concentraciones, que pudieron llegar a destruir información primaria) y la petrografía de secciones delgadas fueron las herramientas de mayor uso a fines del siglo XIX y principios del XX. Las técnicas utilizadas limitaban el estudio de la fracción arcilla y del grado de intemperismo, siendo de los rasgos más distintivos de los suelos sobre calizas.

El desarrollo de las técnicas de difracción de Rayos X, geoquímica de elementos mayores y traza, junto con la microscopía electrónica, permitieron un mayor avance en la interpretación de resultados. Trabajos pioneros como los de Tučan (1911) han sido reinterpretados (Crnjaković, 1994), estableciendo la influencia del material alóctono sobre el residuo insoluble. Al mismo tiempo, investigaciones como las de Merino y Banerjee (2008) y Banerjee (2009), defienden el hecho de que un estudio petrográfico es el único que permite ubicar las “zonas de reacción y de reemplazamiento” entre los carbonatos y el frente de intemperismo rico en minerales de arcilla. Aunque Merino y Banerjee (2008) asumen que su trabajo propone una nueva teoría sobre la formación de la Terra Rossa, en el fondo no es así, dado que el material arcilloso que reemplaza a los carbonatos (rico en Si, Al y Fe) es producto del intemperismo de material eólico depositado sobre calizas.

Al igual que en Europa, los reportes mineralógicos de suelos, residuos insolubles y rocas carbonatadas, en la Península de Yucatán deberían ser sometidos a una revisión. Las fases de clorita y talco reportadas por Isphording (1974) para rocas carbonatadas y suelos, son mineralogías difíciles de encontrar en los ambientes sedimentarios actuales y modernos del noreste de la península. La síntesis de talco y clorita por cristalización directa, es una conclusión sin muchos fundamentos brindada por el autor (en todo caso, pudo haber propuesto el intemperismo de minerales ferromagnesianos, para

generar talco, algo más objetivo que un ascenso de aguas freáticas ricas en sílice, sin embargo, el autor no apoya la presencia de materiales parentales alóctonos). Isphording (1974) no describe una metodología de análisis por difracción de rayos X, eso aunado a la presencia de solo un difractograma por muestra, hace pensar en que las identificaciones se realizaron en muestras en polvo. El problema de no realizar fracciones orientadas de la fracción arcilla de suelo y residuos insolubles de roca, y someterlos a tratamientos con moléculas orgánicas o elevación de temperatura, es el dejar de corroborar fases minerales importantes para diagnosticar grados de intemperismo y pedogénesis.

El problema de Isphording (1974), hasta su último trabajo publicado en 1995 (Isphording et al., 1995) es la falta de referencias a la metodología analítica utilizada en el estudio de suelos, rocas y residuos insolubles, de los cuales ni siquiera proporciona las localidades de muestreo en un mapa. Con respecto a los residuos insolubles que menciona en sus estudios, tampoco brinda la técnica utilizada para su colecta. Lo ideal sería analizar las mismas muestras que estudió Isphording (1974; 1978) e Isphording et al. (1995) en todas sus investigaciones sobre la Terra Rossa de la Península de Yucatán, de ser posible ubicar las mismas zonas de muestreo.

### III **ÁREA DE ESTUDIO**

Los sitios de estudio se ubican en la región noreste del Estado de Quintana Roo, México. Se determinaron dos regiones.

- Para el caso de la propuesta del modelo de formación de suelos rojos profundos (Luvisoles) (IUSS Working Group WRB, 2006):

**Sitio Kantunil Kin, Región de Yalahau.** Se encuentra en el municipio de Lázaro Cárdenas en Quintana Roo, colindante al límite territorial con el Estado de Yucatán. En el pueblo de Kantunil Kin, tomando la carretera 180 (desde Cancún), en la desviación con destino a Chiquilá (a 10 minutos del poblado de Leona Vicario). Es una región que abarca parte de humedales y selvas bajas y medianas de la porción norte de Quintana Roo. La particularidad de éste sitio es la presencia de “Suelos Rojos profundos” clasificados como Luvisoles en la Carta Edafológica Cancún F16-8 (INEGI, 1984), y que se desarrollan sobre calizas tipo wackstone del Mioceno-Plioceno. Los rasgos macromorfológicos de dichos suelos fueron similares a los descritos en la *Terra Rossa* del Mediterráneo, e inclusive, también guardaron semejanzas con los rellenos de depresiones kársticas del corredor Cancún-XelHa.

- Para el caso de la propuesta del modelo formación de Suelos Someros y Pedosedimentos asociados a Leptosoles Rendzicos (IUSS Working Group WRB, 2006):

**El corredor Cancún-XelHa, paralelo a la Costa del Mar Caribe.** Se trata de una cuenca marginal o de transición entre el continente y el océano (Lugo, 1992). En este sistema, la hidrodinámica costera del oleaje, las mareas, la deriva litoral y los vientos dominantes del este (los cuáles se asocian a huracanes estacionales) son los factores que controlan la sedimentación calcárea. Las diferentes facies asociadas (Ward 1970; 1985), han permitido interpretar a dicha región como los límites de antiguas playas

(producto de la inestabilidad de los ciclos glaciales-interglaciales) del Cuaternario tardío. Actualmente, los depósitos carbonatados del Pleistoceno Superior-Holoceno temprano, son explotados como material pétreo para la fabricación de concreto. Las canteras en explotación (Q Delta y Q3) y las abandonadas (Q1 y Q4) permitieron distinguir en sus cortes las variaciones verticales entre el suelo y la roca subyacente. Los materiales edáficos que se alojan en rasgos exokársticos (oquedades, fracturas, cuchillas o “cutters”) fueron el principal objeto de estudio, dado lo contrastante de sus propiedades macromorfológicas con el suelo tipo Rendzina dominante de la región.

### **III.1 GEOLOGIA DE LA PENINSULA DE YUCATÁN**

La Península de Yucatán es una porción de tierra emergida de 300,000 km<sup>2</sup> perteneciente a la Plataforma de Yucatán (López, 1975). Dicha zona terrestre divide al Golfo de México del Mar Caribe. Fue en el Triásico tardío, cuando su basamento, el Bloque Maya, (Ross y Scotese, 1988) arribó hasta su posición actual, todo ello durante la primera fase de la evolución geológica de la Placa del Caribe. El Bloque Maya es un bloque tectónico único que data del Paleozoico, cuyo límite al sur es el sistema de fallas Motagua-Polochic (considerado como el límite norte de la Placa del Caribe con la Placa de Norteamérica) (Giunta et al., 2002). Este basamento metamórfico y de origen pangéico continental se separó del Bloque de Lousiana-Texas al momento de la apertura del Golfo de México. Sobre él se acumularon potentes estratos de sedimentos marinos del Paleozoico tardío, seguido por sedimentación continental en el Jurásico, que a su vez subyacen a un depósito extenso de evaporitas que corresponden a una cuenca carbonatada limitada por arrecifes del Cretácico temprano. Sobre éstas, se encuentran calizas depositadas en ambiente de plataforma del Cretácico tardío. La plataforma de Yucatán, conformada por calizas del Cretácico hasta el Cuaternario, refleja un gradiente temporal en sentido norte-sur, debido a una emergencia paulatina de la plataforma durante el

Plioceno (5.2 a 1.8 millones de años). Esta emergencia explica la asimetría que se extiende solamente unos 10 km en el margen del Caribe y hasta 200 km del lado del Golfo de México.

Las múltiples fases de depósitos de carbonatos en la Península de Yucatán, constituyen un patrón secuencial de formaciones que van disminuyendo de edad conforme se alejan del centro de la península y se aproximan a la costa (Figura 10). Durante el Terciario y el Cuaternario, el nivel del mar osciló en múltiples ocasiones. Como consecuencia de ello, las facies sedimentarias depositadas son características de plataforma somera, así como zonas restringidas evaporíticas, con ambiente de supramarea (Butterlin y Bonet, 1963; López, 1973; Weidie, 1985).

Las rocas del Mioceno-Plioceno son las que presentan mayor distribución en la península, y llegan a presentarse en discordancia con los carbonatos del Eoceno. De acuerdo a las investigaciones de Bonet y Butterlin (1962), Butterlin y Bonet (1963; 1974) y López (1975), es difícil diferenciar y clasificar éste grupo de rocas, debido a que se tiene una secuencia monótona de calizas que pueden inducir a considerar todo el espesor de éstos materiales, como constituyentes de una sola formación.

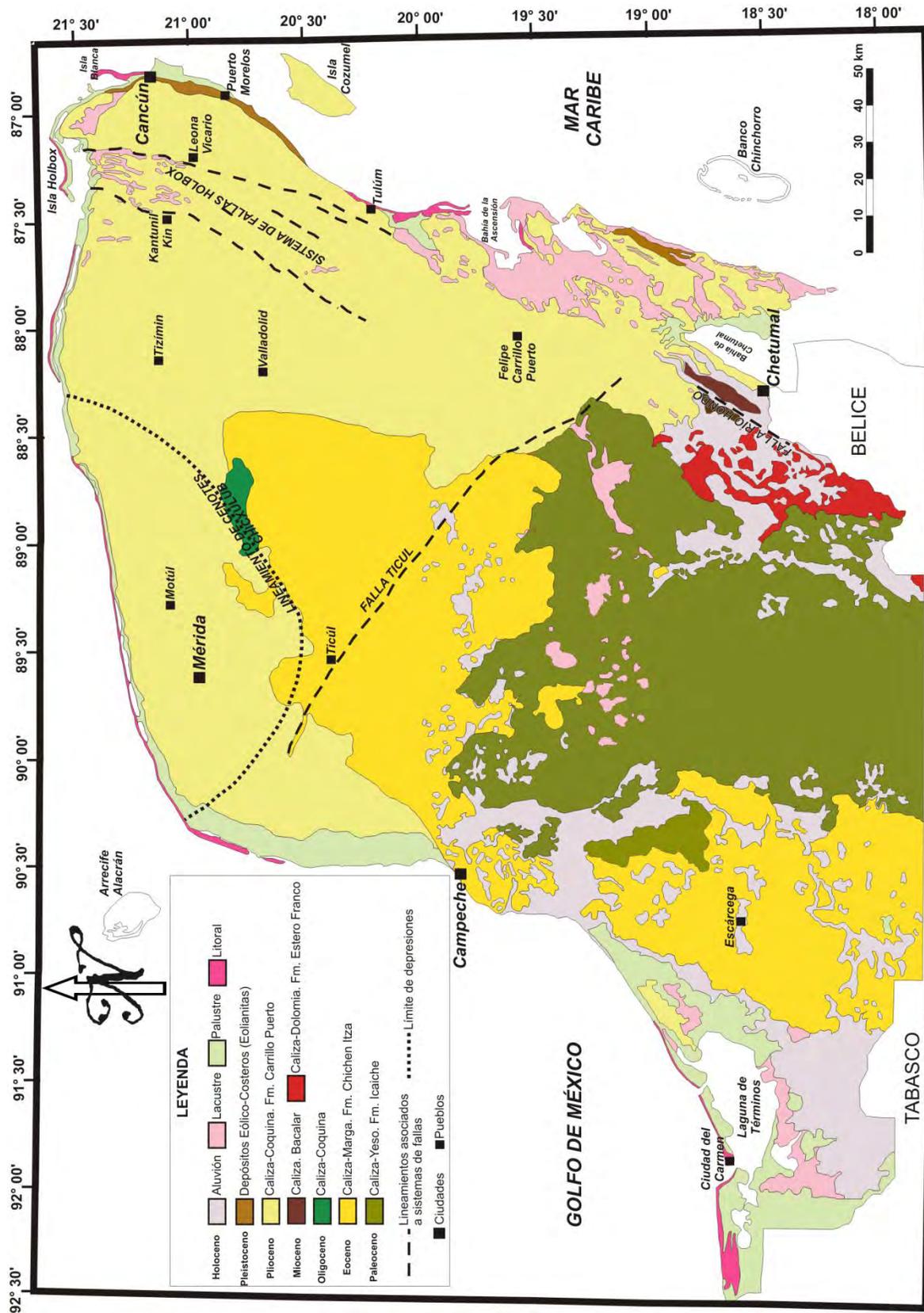
Los depósitos del Cuaternario están en una franja periférica angosta (que en promedio tiene 10 km de ancho) (Figuras 9 y 10) a lo largo de la costa, cuya porción noreste presenta en su mayoría depósitos del Pleistoceno, que por su extensión y topografía se interpretan como carbonatos de supramarea que reflejan los movimientos de la línea de costa, lo cual es consistente, según Beddows (2004), con la formación de cavidades extensas de disolución subterránea asociada a la haloclina. La costa actual también se encuentra labrada en los antiguos márgenes de playas pleistocénicas, donde se acumulan carbonatos hasta nuestros días (Aguayo et al., 1980).

La geología estructural muestra que los márgenes de la Plataforma de Yucatán son asimétricos, debido a los sistemas de fracturamiento paralelos a la costa del Caribe. La Zona de fracturamiento de Holbox presenta

orientaciones entre N 5° E y N 10° E (el cual tiene probable relación con el sistema de fallas Chemax/Cabo Catoche), expresándose en superficie por el alineamiento de *poljes* (el trabajo de Tulaczyk (1993), propone que dichos rasgos son el reflejo de zonas de alta permeabilidad sepultadas) que temporalmente se llenan con la precipitación, creando parte importante de los humedales de la región norte de la península, en la región de Yalahau, donde se ubica el sitio Kantunil Kin. Southworth (1985) propuso que los lineamientos se extienden 50 km hacia el sur, cerca de Tulum. Weidie (1982) identificó un cambio en la orientación de los fracturamientos a lo largo de la costa del Caribe, sugiriendo la presencia de un sistema de fracturas conjugadas.

Otro sistema estructural importante es el de la Zona de Falla de Río Hondo, que se encuentra compuesto por una serie de fallas normales en direcciones norte y noreste. Los rasgos de ese sistema se extienden desde la margen sur de la península, entre 50 y 100 km al sur de la Bahía de Chetumal. La expresión superficial de la zona de falla se observa en el alineamiento de una serie de lagos someros y pequeñas bahías, particularmente en el sur de la península. Hacia el norte, la continuación de la falla está indicada por la orientación de la Isla Cozumel, en donde se presenta un salto de falla hacia un sistema horst. Southworth (1985) sugiere que la expresión superficial más oriental de ésta zona pueden ser dos alineamientos de cenotes con orientación N 21° E, aproximadamente a 15 km de la isla Cozumel. En dicha región es probable que los sistema de Río Hondo y Holbox se intercepten.

Aunque es un rasgo que se encuentra alejado del área de estudio de éste trabajo, cabe la pena mencionar el escarpe de falla (de 160 km de largo en dirección noreste) que generó La Sierrita de Ticul. Weidie (1985) sugirió que se trata de una falla normal, que fue activa durante el Cretácico tardío-Terciario temprano, lo que permitió la exposición de las calizas del Eoceno en la base del escarpe.



**Figura 9.** Geología general de la Península de Yucatán. Modificado del Servicio Geológico Mexicano (2007).

### ***III.1.1 Geología Local***

#### **III.1.1.1 Carbonatos pre-pleistocénicos en el área de Kantunil Kin**

De acuerdo a lo descrito por Butterlin (1958), López (1979) y el Servicio Geológico Mexicano (2007) las rocas correspondientes al Mioceno-Plioceno son las que afloran en al área de Kantunil Kin, las cuales cubren la mayor parte de la península (en algunas regiones en discordancia con los carbonatos del Eoceno) (Figuras 9 y

12). En general, se presentan en forma de calizas blancas recristalizadas con microfauna, de estructura masiva; aunque también existen facies coquinoideas y conglomeráticas, parcialmente cementadas con carbonato de calcio con restos de bivalvos.

Parte de las calizas subyacentes al suelo rojo de Kantunil Kin, pueden ser correlacionables (López, 1979) con la Formación Bacalar (Butterlin, 1958) del sur de Quintana Roo, que presentan nódulos y un color amarillento. También puede existir cierta correlación con calizas del Plioceno que alcanzan varios centenares de metros (que se encuentran entre la Formación Bacalar del Mioceno Superior y calizas con moluscos del Pleistoceno) (Álvarez, 1969). López (1979) describió que dichas calizas están formadas por restos de microfósiles que constituyen coquinas, muy compactas, cuyo espesor varía de 80 cm a varios metros; presentando una coloración amarilla (debido al contenido de arcilla y óxidos de hierro).

### **III.1.1.2 Los sedimentos carbonatados del Pleistoceno y el Holoceno en el corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.**

Los sedimentos carbonatados del Pleistoceno y del Holoceno fueron ampliamente distribuidos en las márgenes litorales de la Plataforma de Yucatán, en una etapa que en general se considera transgresiva, en la que el mar alcanzó 5 m por encima del nivel actual. Los sedimentos calcáreos depositados son característicos de ambiente eólico-costero y de playa (Ward y Wilson, 1974).

Ward (1970; 1973; 1975; 1997), Ward y Wilson (1974), Loucks y Ward (2001) establecieron parte de la cronología de los depósitos Cuaternarios de la Península de Yucatán, con base en el estudio de eolianitas de las costas e islas de Quintana Roo. Particularmente con dataciones de  $^{14}\text{C}$  en conchas de organismos, que arrojan edades entre 30,000 años y 20,000 años A.P. en eolianitas pleistocénicas y para eolianitas holocénicas entre

13,600 años y 2,700 A.P. Sin embargo, dichas edades han generado controversia, debido al probable retrabajo de las muestras colectadas, los procesos de diagénesis y el orden estratigráfico de los depósitos (McLaren y Gardner, 2000; Kelley et al., 2006).

No obstante, la descripción de la geología del área de estudio de este trabajo, toma en cuenta las observaciones de Ward y Wilson (1974). Dichos autores, sugirieron que las costas de Quintana Roo han sido tectónicamente estables desde el último período interglacial, con base en estudios comparados con otras costas actuales del Caribe. Estos autores, resumieron los cambios de nivel del mar durante el Pleistoceno y el Holoceno de la siguiente forma:

1. A fines del Pleistoceno, en el Sangamoniano, el nivel del mar ascendió 5 m (con respecto al nivel actual), con el consecuente depósito de sedimentos de playa.
2. En el Wisconsiniano el nivel del mar descendió entre 2 y 3 m con respecto al nivel actual, por lo que la línea de costa progradó mar adentro. Al estabilizarse el nivel se formaron terrazas paralelas y subyacentes a la línea costera actual. El nivel del mar continuó descendiendo lentamente, dejando como testigos una serie de terrazas escalonadas que fluctúan entre los 10 y 140 m de profundidad debajo del nivel del mar actual (Logan et al., 1969).
3. Durante el período postglacial (18,000 años A.P.), el nivel mar osciló con franca tendencia transgresiva, formándose varias terrazas que según Logan et al. (1969) se ubican entre los 30 y 70 m de profundidad, por debajo del nivel del mar actual.
4. Entre los 6,000 y 5,000 años A.P., el nivel del mar se ubicaba entre 4 o 5 m por debajo del nivel actual, el cual ha ido ascendiendo gradualmente hasta presentar la conformación litoral actual.

### III.1.1.2.1 Los carbonatos pleistocénicos

La margen noreste de Quintana Roo es una estrecha franja de carbonatos correspondientes al Pleistoceno superior, que incluyen tanto facies marinas como no-marinas (Figura 10). Los carbonatos marinos corresponden a facies de playa y grainstone de playa sumergida (nearshore), lagunar de wackstone-packstone-grainstone, y arrecife coralino. Los carbonatos no marinos son depósitos eólicos tipo grainstone y micrita de lago dulce. Las dataciones por series de uranio de corales (encontrados entre antiguas dunas tipo grainstone paralelas a la costa), sugirieron edades cercanas a los 122,000 años A.P. (Szabo et al., 1978). Dichas edades son similares a otras registradas para el Caribe (Moore y Somayajulu, 1974; Neumann and Moore, 1975). Es aceptado, de manera general, que el mar Caribe presentó hace aproximadamente 125,000 años un aumento del nivel del mar, de entre 4 y 7 metros por encima del nivel actual. Según diversas investigaciones (Steinen et al., 1973; Steinen y Matthews. 1973; Harmon et al., 1981; Harmon et al., 1983), dicho aumento del nivel del mar fue de corta duración, siendo inferior a los 10,000 años. No obstante, los carbonatos pleistocénicos de Yucatán se acumularon sólo en algunos cientos de años.

Los cambios entre las facies de los carbonatos pleistocénicos son fácilmente distinguibles en campo, debido a que sus límites son señalados por horizontes de caliche. Según Ward (1985), la unidad perteneciente al Pleistoceno superior, descansa sobre una corteza perteneciente a carbonatos del Pleistoceno medio, la cual fue cubierta por caliche. Para el mismo autor, las zonas de caliche se desarrollaron durante etapas glaciales, cuando la plataforma de Yucatán estuvo sujeta a períodos prolongados de exposición subaérea. La Figura 10 muestra la estratigrafía general de los depósitos de plataforma somera presentes en las canteras estudiadas a lo largo del corredor Cancún-XelHa. Se resalta la posición de los rasgos de disolución rellenos con material edáfico estudiados a detalle en el Capítulo V.



## CANTERA DELTA (Q DELTA)



## LITOLOGÍA

Suelo tipo Rendzina (Pedogénesis actual)  
 Corteza de "caliche"  
 Rizoc concreciones

Calcarenita oolítica, bioclástica, bien laminada, con bajo ángulo y con algunos burrows.

Desarrollo de rasgos de karst: Ubicación de "bolsas" de disolución rellenas con pedosedimentos (fragmentos de caliche, y calcarenita soportados por una matriz arcillosa-pardo rojiza oscura)

Calcarenita oolítica, bioclástica, interestratificada con horizontes conglomeráticos de conchas, corales y clastos de caliche; laminación cruzada de bajo ángulo con incremento de las madrigueras a profundidad

Calcarenita con horizontes conglomeráticos de bioclastos: incremento de madrigueras con la profundidad; laminación cruzada de bajo ángulo tendiendo a la estratificación horizontal.

Calcarenita masiva con zonas micríticas; abundantes restos de moluscos bien conservados.

Lentes de conglomerados que contienen clastos de caliche, coral y conchas

Corteza de caliche con estructura porosa y con restos de foliados.

## INTERPRETACION (Ward, 1985)

Exposición subaérea  
 Raíces vegetales antiguas

Zona de mesoplaya-supraplaya  
 Zona de lavado o vaivén

Paleosuelos-Regosoles azonales

Zona de inframarea superior  
 Zona de barrido

Zona de inframarea inferior

Zona de alta mar (detrás del arrecife coralino)

Depósitos debido un intervalo transgresivo  
 Corteza subaérea, que posteriormente fue sumergida durante el ascenso del nivel del mar.

Figura 10. Comparación entre la columna estratigráfica propuesta por Ward et al. (1985) y la secuencia observada en la localidad Cantera Delta (Q Delta) para los depósitos de carbonatos del Pleistoceno Superior-Holoceno ubicados en la costa noreste de Quintana Roo.

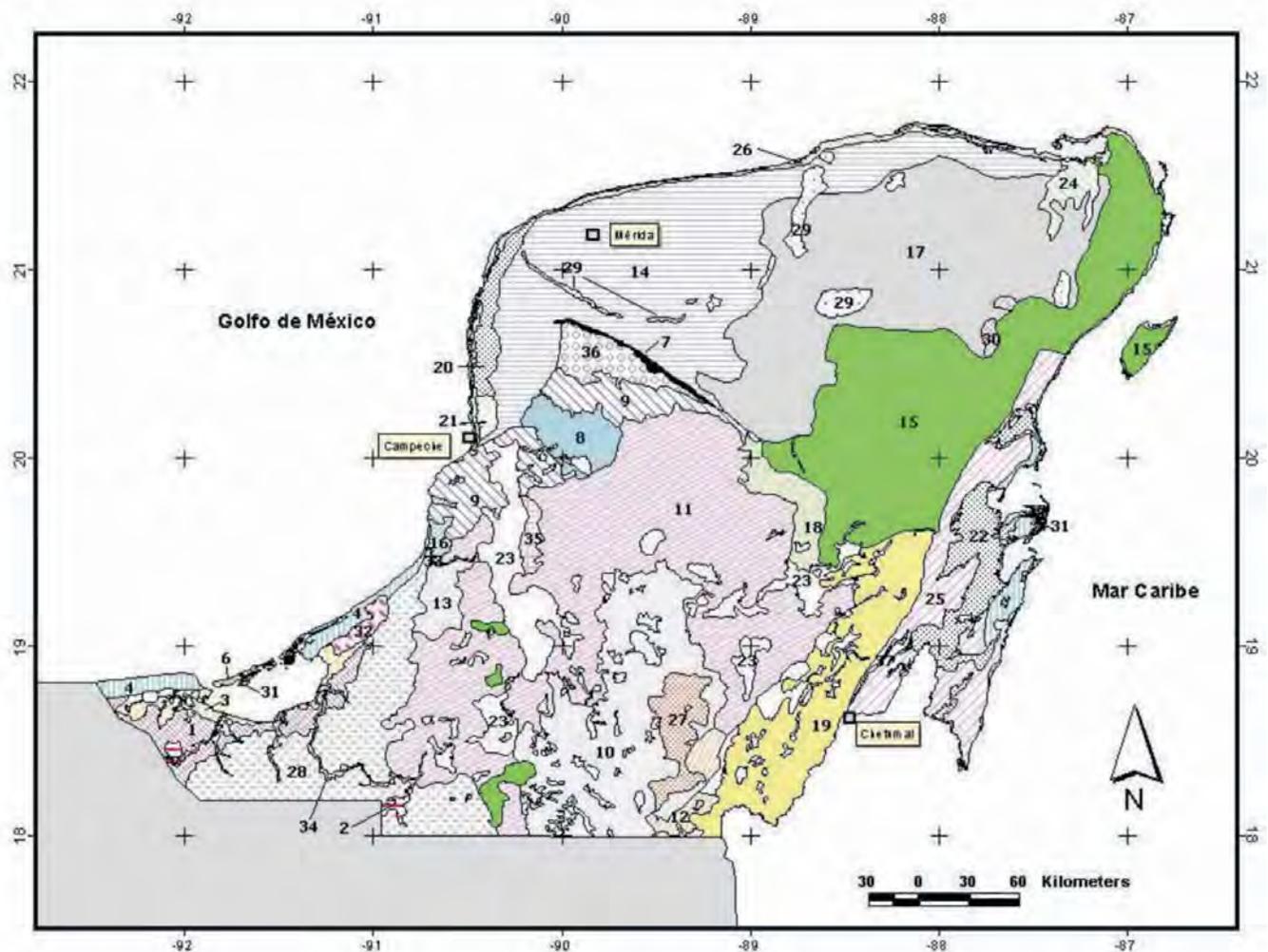
## **IV.2 EL RELIEVE DE LA PENÍNSULA DE YUCATÁN**

Los estudios del relieve en la península de Yucatán se han dividido en dos tipos: a) estudios regionales de carácter prospectivo con énfasis en el reconocimiento de conjuntos estructurales (Cole ,1910; Finch, 1965; Robles, 1950 1958; Gerstenhauer, 1969; Isphording, 1975; Wilson, 1980; Espinasa, 1990a; 1990b; Lugo, et al., 1992; Heraud, 1996; Lugo, 1999; Oropeza, 1999) y b) estudios puntuales de reconocimiento de unidades de relieve y formas menores centradas en la descripción de la génesis, evolución y dinámica de las formas (Bautista et al., 2003a; Goldacker et al., 2005; Frausto et al., 2006; Ihl et al., 2007, Frausto e Ihl, 2008).

Aparentemente, el karst se ha presentado en el relieve poco tiempo después que los sedimentos marinos se elevaron, constituyendo la tierra firme. El desarrollo de la península, desde el Mioceno hasta nuestros días, permite suponer que la porción meridional fue, en ese lapso, semejante a la planicie septentrional actual, por lo que es probable que el karst haya iniciado con geoformas de dolinas. En la medida que se produjo el ascenso continental, el relieve evoluciono a planicies onduladas y, finalmente, a lomeríos. En esa última etapa, los movimientos verticales contribuyeron a la generación de fracturamientos, favoreciendo el desarrollo del karst subterráneo e incrementando la disolución de la roca en superficie, en forma diferencial.

El trabajo de Lugo et al., (1992) describe la región de estudio como una planicie con una altitud de 10 a 50 m, donde el relieve kárstico presenta un desarrollo amplio, visible en las geoformas de cenotes, hoyas y aguadas. Se hace referencia con dichos términos a dolinas formadas por disolución de las rocas, pudiendo alcanzar hasta 100 m de diámetro y 30 m de profundidad; y que poseen un fondo plano, debido al relleno de suelos. El término de aguada se utiliza cuando las cavidades poseen agua en el fondo.

Las investigaciones de Lugo et al. (1992) coinciden con las de Gertenhauer (1969), en el hecho de que la región del corredor Cancún-XelHa corresponde a un karst más reciente que el de la zona de Kantunil Kin. Una versión más detallada sobre las geofomas de la Península de Yucatán y el grado de su evolución kárstica lo presentan Bautista et al. (2005) (Figura 11).



**LEYENDA**

- |   |  |
|---|--|
| 1 Palustre  | 19 Estructural escalonada  |
| 2 Fluvio-Palustre   | 20 Palustre costera con blanquizales   |
| 3 Palustre proluvial-bajo influencia marina                       | 21 Palustre con petenes grandes  |
| 4 Cordones litorales líticos y arenosos                           | 22 Palustre con petenes pequeños   |
| 5 Flechas litorales   | 23 Residuales acumulativos susceptibles de inundación                              |
| 6 Isla Barrera  | 24 Residuales acumulativos susceptibles de inundación controladas estructuralmente |
| 7 Bloque con cúpulas alineadas                                    | 25 Palustre costera de inundación marina con hundimiento                           |
| 8 Bloque poco disectado con planicies amplias                     | 26 Palustre costera de inundación marina   |
| 9 Bloque con cimas en cúpulas y planicies confinadas              | 27 Altas denudativas > 200 msnm con lomeríos                                       |
| 10 Altos > 200 msnm disectados por torrentes                      | 28 Estructural baja con acumulación fluvio-deluvial                                |
| 11 Elevaciones bajas < 2000 msnm                                  | 29 Dolinas agrupadas   |
| 12 Morfoalineamientos disectados por torrentes y disolución       | 30 Dolinas agrupadas y en proceso de formación de uvalas                           |
| 13 Cúpulas con erosión diferencial alternando con planicies       | 31 Bajos intermareales   |
| 14 Estructural baja denudativa (baja densidad de fracturamientos) | 32 Planicie estructural baja de resurgencias sobre amb.palustre                    |
| 15 Estructural baja fitoestable                                   | 33 Lecho cárstico pseudofluvial  |
| 16 Estructural baja acumulativa                                   | 34 Lecho fluvial   |
| 17 Estructural ondulada con disolución y denudación               | 35 Rampa cárstica denudatoria-erosiva  |
| 18 Estructural ondulada transición lomeríos/planicies             | 36 Planicie estructural ondulada de transición entre bloques (50 msnm)             |

**Figura 11.** Mapa de paisajes geomorfológicos de la Península de Yucatán. Tomado de Bautista et al. (2005).

### **III.2.1 El relieve local**

#### **III.2.1.1 La región de Yalahau**

La esquina noreste de la Península de Yucatán recibe mayor precipitación que regiones más al sur, debido a una anomalía climática, aparentemente asociada a un “efecto de convergencia en las brisas marinas”, lo que resulta en un promedio de precipitación de 2000 mm anuales (Tamayo, 2009).

La precipitación ha contribuido al desarrollo de una serie de depresiones kársticas elongadas, que siguen la morfología del sistema de fallas de Holbox (Weidie, 1982, 1985; Tulaczyk, 1993). El sistema Holbox se extiende en dirección paralela a la costa oriente de la península (cubriendo unos 50 km de largo desde el norte de la península, y 50 km de ancho en dirección este-oeste). Los estudios de Southwoth (1985) propusieron que el sistema Holbox se puede extender al sur, cerca de la zona arqueológica de Cobá. Las depresiones generadas en el sistema Holbox contienen humedales, referidos localmente como *sabanas*, que permanecen saturados la mayor parte del año.

De manera general, Isphording (1975), asocia ésta región con la planicie costera del noreste, donde las elevaciones presentan en promedio entre 5 y 10 msnm. Para el mismo autor, los grandes rasgos de disolución asociados al sistema Holbox, son los testigos de un estadio más avanzado en la formación del relieve de la península (auspiciado por la presencia de rocas pre-cuaternarias, y por ende, con mayor tiempo de exposición de la plataforma). Las variaciones de la topografía local resultan en diferencias entre las tierras húmedas en cuanto a regímenes hidrológicos, suelos y asociaciones de vegetación. En general, la topografía decrece de sur a norte, siendo las tierras pantanosas del sur más estrechas, más profundas y con períodos de inundación más extensos que las del norte (Fedick y Taube, 1995).

### **III.2.1.2 La costa del Mar Caribe**

A lo largo de la margen noreste de la península de Yucatán, se puede observar una planicie estrecha, rugosa y con una pendiente muy suave hacia la costa (Figura 12), que presenta una altura de 5 a 10 m sobre el nivel del mar. Es en la región noreste de la planicie, donde se localizan cerca de 20 “crestas” o “rugosidades”, las cuales son paralelas a la línea de costa moderna; hacia el sur, la planicie se termina, haciéndose más estrecha y con una sola “cresta”. De forma general, la parte más alta de las zonas rugosas, se encuentra entre 1 y 5 m por encima de la pendiente suave que converge a la línea de costa, cada cresta se encuentra espaciada entre sí, entre 50 y 200 m. La fisiografía de la zona es la típica de un ambiente de dunas paralelas a la costa, como se ha descrito en otras regiones (Bernard et al., 1959; Psuty, 1967; Curray et al., 1969). La mayor parte del relieve, tanto de la zona de las “crestas” como de la pendiente que desemboca a la línea de costa, es de tipo kárstico (entre los 5 y 10 m por encima del nivel del mar, Ward et al., 1985, sugirieron que se trata de los afloramientos de unidades de roca del Pleistoceno medio). La Figura 12 muestra la ubicación de los rasgos geomorfológicos mayores visibles en la región noreste de Quintana Roo, junto con las localidades estudiadas en este trabajo.

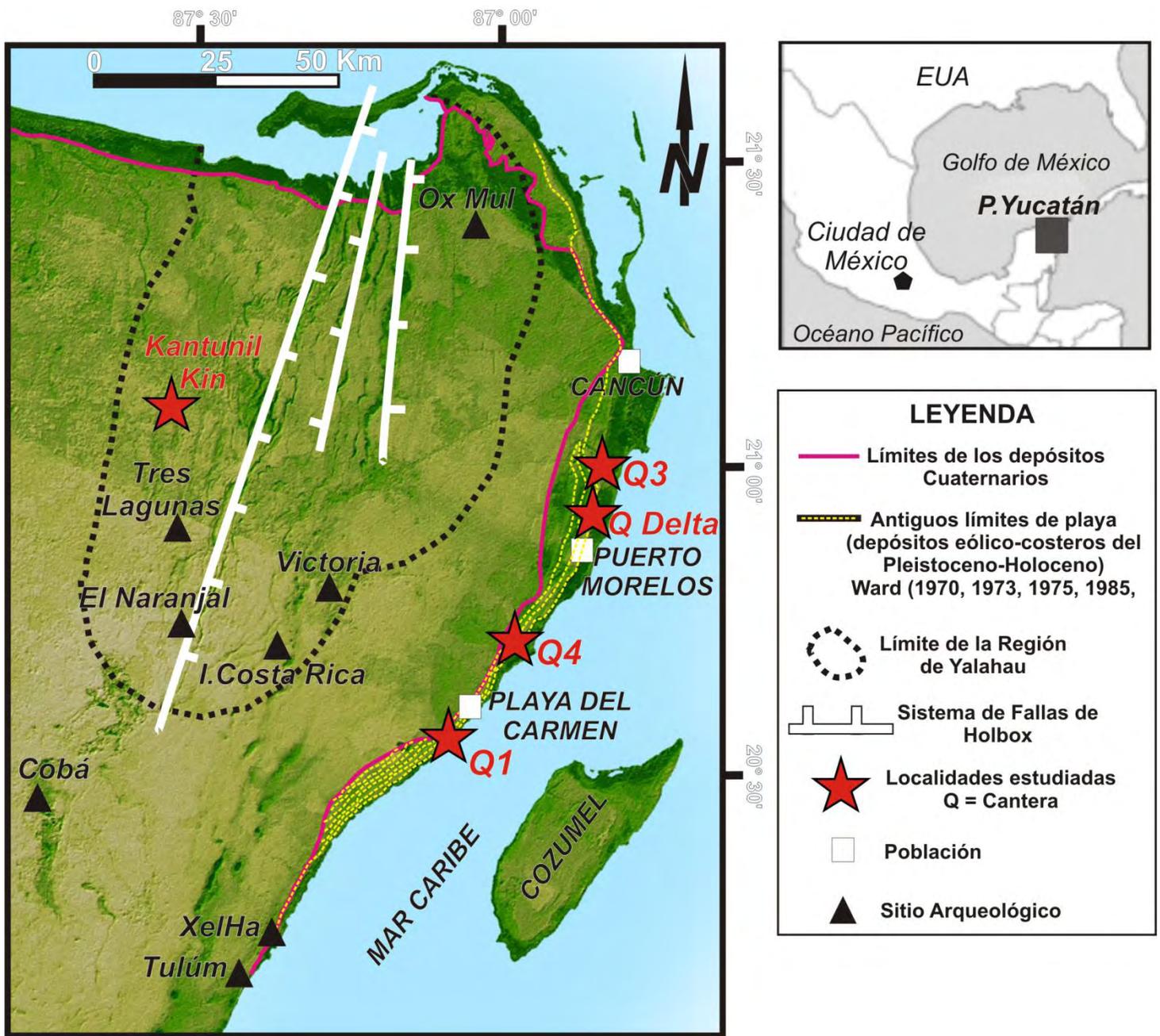


Figura 12. Rasgos geomorfológicos mayores de la región noreste de Quintana Roo, y la ubicación de las localidades estudiadas.

### **III.3 CLIMA**

El clima local es cálido tipo “A”, según el sistema de clasificación Köppen, el cual también indica un subtipo “w”, debido a un régimen subúmido con lluvias en verano (Merino-Ibarra y Otero, 1991). La temporada cálido-húmeda es de mayo a octubre, y la temporada fría-seca es de noviembre a abril. La distribución de la precipitación a través de la península se muestra en la Figura 13a, basada en los datos climáticos colectados por la CONABIO (2009). En general, existe un gradiente de precipitación a lo largo de la península, en donde la costa del Caribe (de Isla Cozumel a Tulum) reciben la máxima precipitación de la región, siendo > 1500 mm/año.

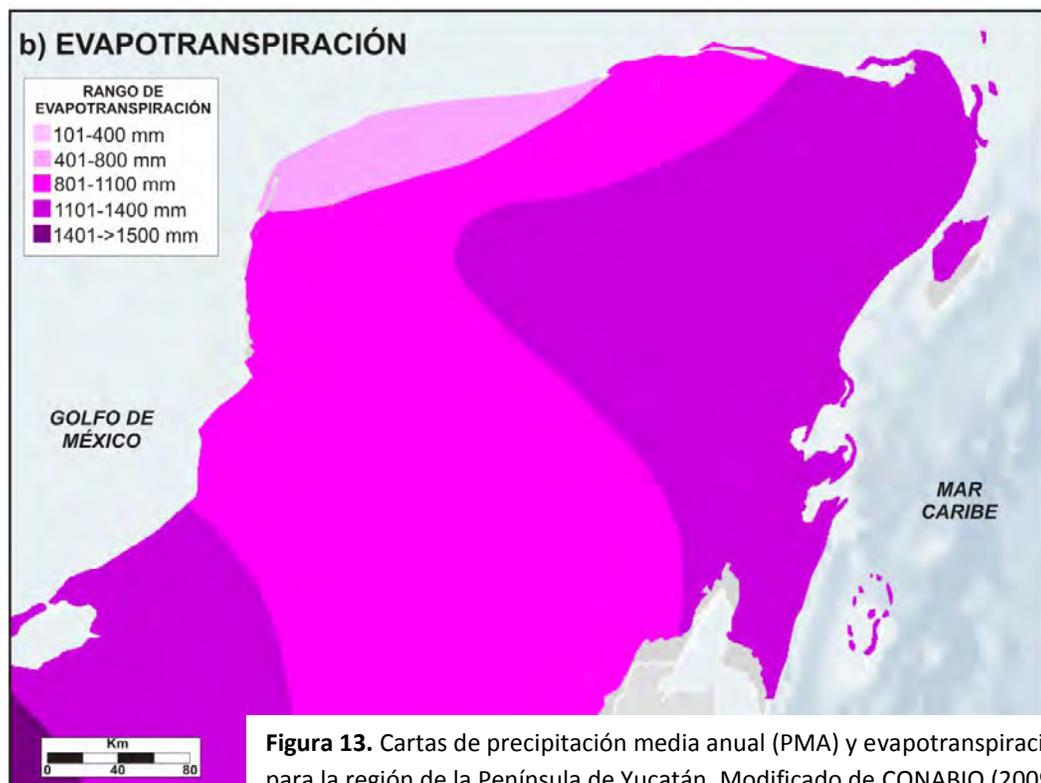
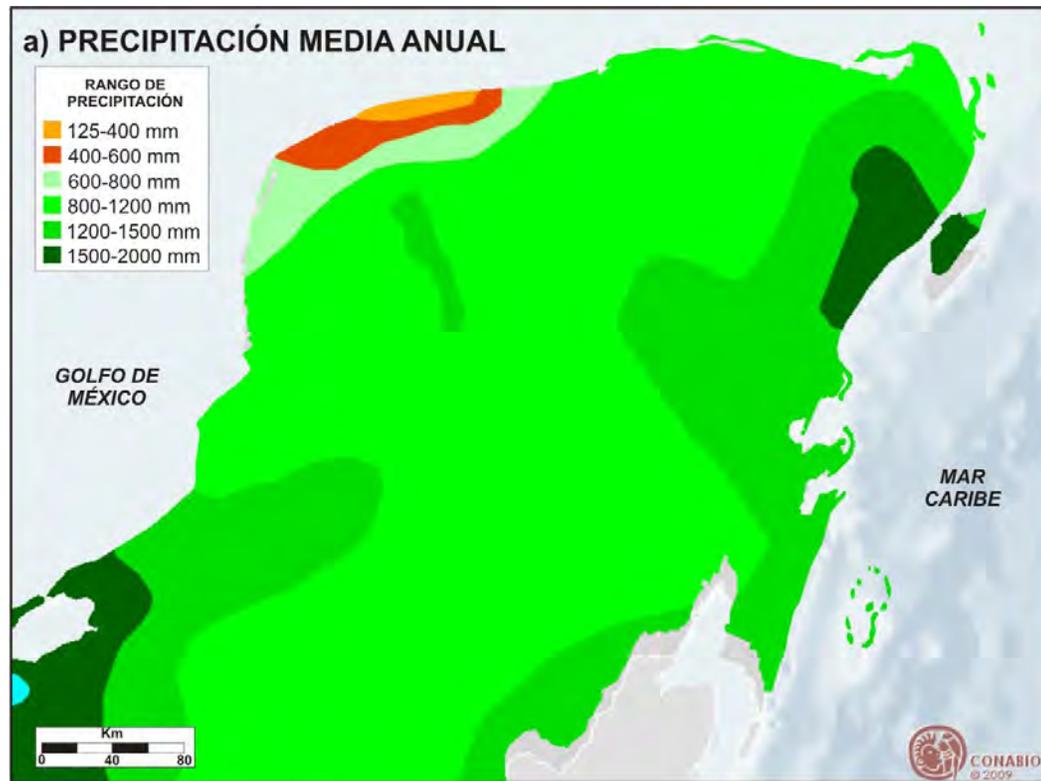
Según datos de Beddows (2004), 81% de la precipitación durante la temporada de lluvias es recibida en la estaciones meteorológicas de Valladolid, Felipe Carrillo Puerto y Chetumal. La temperatura media anual (TMA) es de  $26.51 \pm 1.78$  °C, según las estaciones de Cancún, Cozumel, Valladolid y Felipe Carrillo Puerto.

La precipitación media anual (PMA) ha sido en los últimos 11 años de 1150 mm/año. En general, los datos de precipitación muestran que existe una variación interanual, que se ha incrementado durante los últimos 30 años, con la presencia de huracanes (Beddows, 2004).

En lo que corresponde al sitio de Kantunil Kin, la estación meteorológica ubicada en las cercanías, ha registrado como temperatura media anual 24.7 °C y una precipitación anual de 1511.4 mm: el clima de acuerdo a García (1988) es  $Aw''2(i')$ , cálido subhúmedo con lluvias en verano con canícula, con un cociente P/T mayor de 55.3 con poca oscilación de la temperatura media mensual, entre 5 y 7 °C. Los vientos predominantes proceden del sureste, el clima es fuertemente influenciado por el Golfo de México, el Mar Caribe y el Atlántico Norte.

Según Beddows (2004), en lugares como Puerto Morelos, se llegaron a medir valores de evapotranspiración en tasas de 1754 mm/año. Dichas tasas exceden a los valores de precipitación media anual,

lo cual es un fenómeno frecuente en muchas islas tropicales. Los valores de evapotranspiración colectados por la CONABIO (2009) para la Península de Yucatán, se observan en la Figura 13b.



**Figura 13.** Cartas de precipitación media anual (PMA) y evapotranspiración para la región de la Península de Yucatán. Modificado de CONABIO (2009).

### ***III.3.1 Masas de aire y vientos***

Las cartas de los meses de enero, abril, julio y octubre (Figura 14a) muestran isobaras (con valores que oscilan entre 757 y 762 mm de Hg) casi paralelas en dirección SO-NE de la península. Las mayores presiones se han registrado en invierno (enero). Las masas de aire más importantes en la región son la masa tropical marina del Golfo de México y la del Mar de las Antillas.

Durante el verano, las altas presiones del Atlántico generadas en el sur de las Azores y los Vientos Alisios que provienen del Mar de las Antillas y del Golfo de México, direccionan las nubes cargadas de humedad hacia la península, iniciando la temporada de lluvias en el sur.

Según mediciones realizadas en Puerto Morelos (Merino y Otero, 1991), Cozumel y Mérida (Figura 14b) las direcciones de los vientos dominantes son este y noreste. Esto se encuentra de acuerdo con el régimen del sistema climático que se origina en el Atlántico tropical y el mar Caribe. La Figura 14c muestra las trayectorias de huracanes y tormentas tropicales sólo para el año 2010 en la región del Caribe (NOAA, 2010).

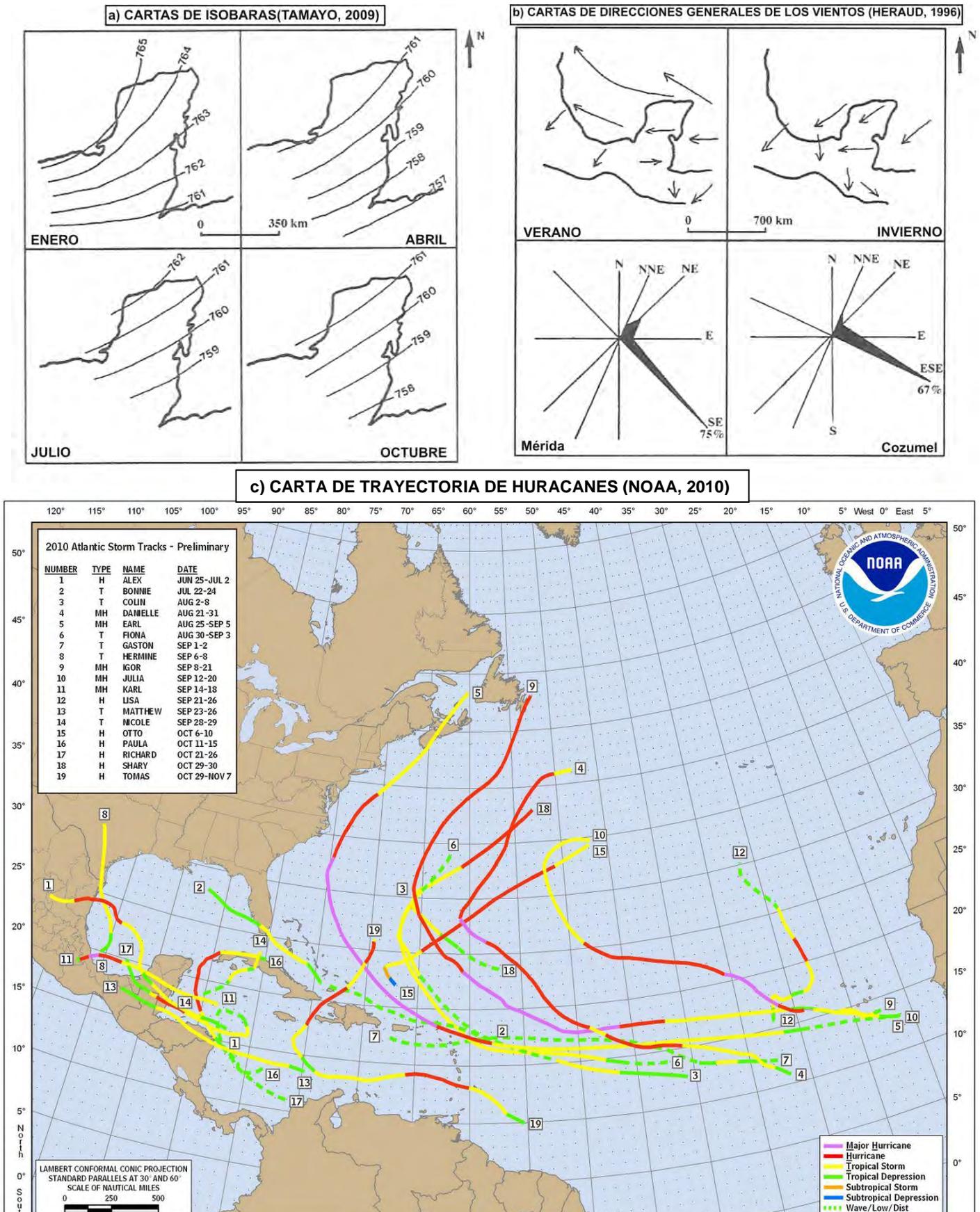


Figura 14. Cartas de isobaras y direcciones generales de los vientos en la Península de Yucatán, así como de las trayectorias de huracanes para el año 2010 en la región del Mar Caribe. Compilado de diversos autores.

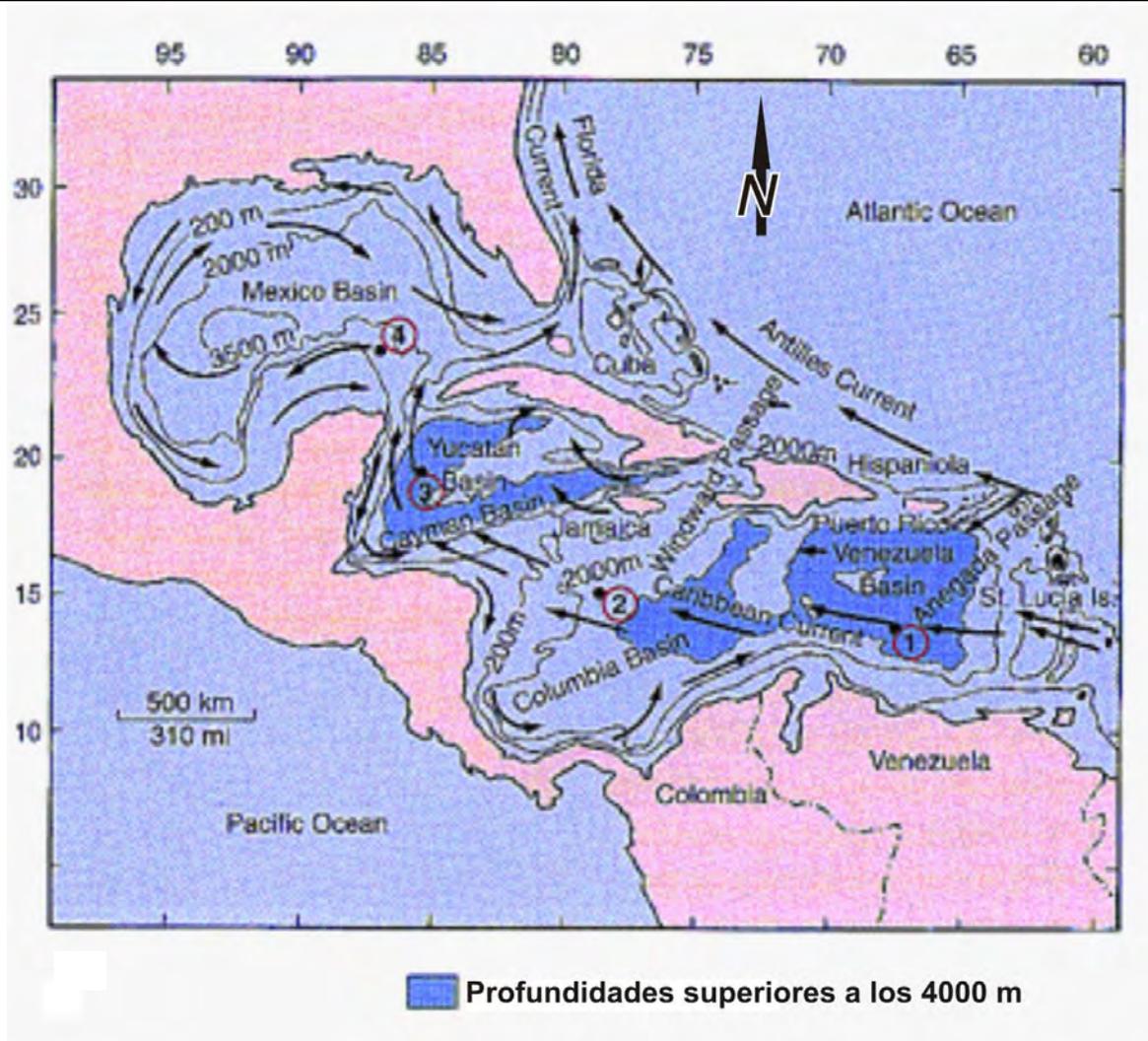
Es precisamente, la región noreste de la península la más afectada por huracanes. Según datos de Merino y Otero (1991), con cálculos efectuados para el período de 1960 a 1988, la península de Yucatán presentó 0.62 tropicales por año. Sin embargo, existen años donde la frecuencia se incrementa, por ejemplo, en el período de 1931 a 1946 existieron 30 tormentas tropicales, 12 de las cuales fueron huracanes que golpearon las costas de Quintana Roo (Wilson, 1982).

El nivel freático se eleva considerablemente con el paso de las tormentas tropicales y los huracanes, debido al incremento en la precipitación que recarga el acuífero y la elevación regional del nivel del mar. Durante el paso del huracán Gilberto en 1988, el nivel freático se elevó 2 metros, lo cual ocasionó que muchos “cenotes” descargaran el agua en superficie ocasionando inundaciones. Varios días fueron necesarios para que el nivel freático regresara a su posición original (Marín et al., 1989; Marín, 1990).

### ***III.3.2 Dinámica litoral***

Las costas del Caribe mexicano están bañadas por aguas oceánicas que forman parte del extremo noroccidental del Mar del Caimán y su parte septentrional forma parte del Canal de Yucatán. Esta agua se caracterizan por poseer una gran transparencia y la corriente fluye en dirección sur-norte con velocidades promedio mayores a 2 nudos durante la mayor parte del año (Chávez e Hidalgo, 1988).

La corriente principal que baña las costas de la Península de Yucatán, es uno de los ramales en los que se divide la corriente del Atlántico Norte y que proviene del Mar de las Antillas (Figura 15), ésta bordea los litorales del Golfo de México hasta llegar a la Península de Florida, la otra bordea el litoral oriental de Cuba para posteriormente unirse a la primera en la Península de Florida para juntas, dirigirse al Atlántico Norte hacia las Islas Británicas (Tamayo, 1991).



**Figura 15.** Corrientes principales de la región del Mar Caribe y que afectan a la Península de Yucatán. Los números indican: (1) Cuenca de Venezuela; (2) Cuenca de Colombia; (3) Cuenca del Caimán; 4) Cuenca del Golfo de México. Modificado de <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/caribbean/caribbean.html>

### III.4 HIDROGRAFÍA

El efecto conjunto del bajo relieve de la región, la rápida infiltración del agua en las rocas carbonatadas, así como las altas tasas de evapotranspiración, previenen la formación de corrientes de agua superficiales. El único río de dimensiones considerables es el Río Hondo, pero éste se encuentra muy al sur, en la frontera con Belice.

Así, las únicas fuentes de agua superficial, surgen de la intersección de ciertos cuerpos de agua con el nivel freático. Esto ocurre en cuatro situaciones:

- **Aguadas.** Se trata de depresiones someras que pueden medir más de 10 metros de diámetro. Puede ocurrir, que en su base, existan horizontes de arcilla impermeables, que permiten el aislamiento del agua, evitando que ésta se filtre al subsuelo.
- **Lagos.** Pueden medir cientos de metros de diámetro. Esencialmente, son aguadas alargadas, que reciben grandes cantidades de agua durante períodos de lluvia prolongados.
- **Humedales-pantanos costeros.** Cuya presencia domina la región de Yalahau. Su génesis se debe, en parte, a los morfoalineamientos dados por el control estructural del Sistema Holbox (Soutwoth, 1985; Tulacyk, 1993).
- **Cenotes.** La disolución y los mecanismos de colapso han creado ventanas al nivel freático. Es precisamente el drenaje subterráneo el que domina la hidrología de la península.

### III.5 VEGETACIÓN

La vegetación de la Península de Yucatán ha sido descrita a detalle en los trabajos de Miranda (1958) y Flores y Espejel (1994).

La selva mediana subperennifolia (bosque mediano subperenifolio) es el tipo de vegetación dominante en la Península de Yucatán, principalmente el sur y la parte suroriental. Se presenta en planicies con una altura sobre el nivel del mar de 10 a 20 m. En Quintana Roo, cubre parte de los municipios de Isla Mujeres, Cozumel y Felipe Carrillo Puerto, es ecotonal con la selva mediana subcaducifolia y la selva baja caducifolia. A menudo colinda con manglares y agrupaciones de hidrófitas. Esta comunidad vegetal se caracteriza por la dominancia de árboles de 15 a 25 m de altura, de los cuales del 10 al 20% de sus componentes son caducifolios. Esta selva ha sido fuertemente perturbada por los huracanes y por los incendios forestales.

La selva baja caducifolia (bosque bajo caducifolio) es el tipo de vegetación que domina en la región costera desde el sur de Puerto Morelos, Playa del Carmen hasta el suroeste de Tulum. Presenta una de las plantas más vistosas, la palma Kuká *Pseudophoenix sargentii*. Esta comunidad presenta árboles bajos menores a 15 m de altura y con más del 75% de sus elementos caducifolios. En sus comunidades se mezclan individuos inermes y espinosos. En la región de Yalahau cobran particular relevancia los tintaes, que son selvas bajas en suelos inundables dominados por el “palo tinto”, llamado también palo de Campeche (*Haematoxylon campechianum*).

En la región de Yalahau existe una gran extensión de sabana, contigua a la localidad de Kantunil Kin. Es un tipo de vegetación dominado por árboles esparcidos con troncos retorcidos. El suelo está cubierto por gramíneas y ciperáceas. Las sabanas se inundan en la época de lluvia. Las especies arbóreas más notables son: el nanche (*Byrsonima crassifolia*), el jícaro (*Crescentia cujete*), la palma (*Paurotis Wrightii*), entre otras.



**Figura 16.** Vista general de la vegetación presente en las localidades estudiadas (canteras del corredor Cancún-XelHa).

### III.6 SUELOS

De acuerdo a la carta edafológica Cancún F16-8 (INEGI, 1984), en el área del corredor Cancún-XelHa, el grupo de suelo dominante es la Rendzina. El trabajo de Bautista et al. (2005) actualizó el sistema FAO-UNESCO (1988) utilizado por INEGI al de la Base Referencial del Recurso Suelo (IUSS Working Group WRB, 1998), de tal forma que los suelos ubicados sobre la roca carbonatada del Corredor Cancún-XelHa son del Grupo Leptosol. Estos suelos presentan una distribución muy heterogénea, ubicándose como mantos continuos (Figura 17a) o como acumulaciones en pequeñas depresiones kársticas del tipo *karren* o *lapias* (Figura 17b). En general, se trata de suelos poco profundos (promedio 25 cm) de color oscuro (dada la presencia dominante de materia orgánica), limitado por el contacto abrupto con un horizonte de caliche. No presenta ningún horizonte diagnóstico, salvo el A, el cual puede ser de tipo mólico. Presenta una estructura granular de tamaño fino a medio, la unión de los agregados con las raíces (de tamaño medio a grueso) genera “racimos”. Su textura al tacto es arcillo-limosa. La presencia de clastos del caliche subyacente es común (en algunos casos cercana al 40% de pedregosidad). Dichos clastos varían de tamaño desde arena gruesa hasta bloques. Los restos de bioclastos también son distintivos.

Gmitro (1986) y Beddows (2004) describieron la presencia de suelos discontinuos y delgados, parecidos a la *Terra Rossa* que se acumulan en pequeñas depresiones y “bolsas de disolución”, generalmente en estructuras entre 0.1 y 1 m de diámetro, y que raramente exceden los 20 cm de profundidad. Este tipo de estructuras son particularmente interesantes, dado el contraste en su desarrollo con respecto a los Leptosoles. La descripción de dichas “bolsas” y los rellenos de suelo que contienen, se muestra a detalle en el Capítulo V.

En cuanto a la región de Yalahau, las asociaciones de suelos presentan una mayor variedad que en la zona litoral, respondiendo a los cambios del microrelieve, algo que también se plasma en la Carta Edafológica Cancún F16-8 (INEGI, 1984). Sin embargo, los suelos delgados y pedregosos tipo Rendzina, que corresponden a

los suelos Tzekel de la clasificación maya son los predominantes (Sedov et al., 2007). Lazcano et al. (1994), describen la presencia de un mejor desarrollo del suelo en las “colinas” libres de inundación, aledañas a los humedales. Los mismos autores describen a dichos suelos de color rojo intenso, poco profundos y muy alterados. Las texturas son arcillosas, propiciando que en la mayoría de los casos exista un drenaje deficiente. Es precisamente, en dichos suelos rojos, los que se estudian en la localidad de Kantunil Kin, y que comparten características similares a los “rellenos de bolsas de disolución” de la región litoral. Los análisis de dichos materiales se presentan en el Capítulo V.



**Figura 17.** Suelos someros tipo Leptosoles Rendzicos dominantes en las áreas de estudio. a) Mantos 58 continuos de suelo, ricos en clastos de carbonatos y b) Mantos discontinuos relleno de zonas de disolución en la roca caliza. Ambas fotografías fueron registradas en las cercanías del sitio Kantunil Kin.

## **IV SITIO KANTUNIL KIN: SUELO ROJO PROFUNDO (LUVISOL)**

En los siguientes apartados, se describe la metodología utilizada y resultados obtenidos en el estudio del suelo rojo de la localidad de Kantunil Kin, Quintana Roo, México a fin de caracterizar su pedogénesis (con respecto a Leptosoles Rendzicos y pedosedimentos) y la influencia de materiales parentales específicos.

### **IV.1 METODOLOGÍA DE ESTUDIO**

- **Caracterización morfológica de materiales edáficos y rocas.** La identificación, descripción y clasificación de horizontes diagnósticos en el suelo se realizó de acuerdo a la Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (IUSS Working Group WRB, 2006). Los colores del suelo se determinaron de acuerdo a la Carta de Color del Suelo Munsell (1975). Se prestó particular relevancia, al reconocimiento de rasgos morfológicos que presentarán procesos de formación antagónicos (por ejemplo: iluviación de arcilla vs acumulación de carbonatos). La descripción y clasificación de los depósitos carbonatados subyacentes se basó en el trabajo de Dunham (1962).
- **Micromorfología.** La descripción e interpretación micromorfológica se realizó con auxilio del microscopio petrográfico Olympus BX 51, con base en las metodologías propuestas por Bullock et al. (1985), Delvigne (1998) y Stoops (2003). Con respecto a las rocas carbonatadas, la base de su descripción y clasificación fue el porcentaje modal de componentes aloquímicos y ortoquímicos. Los porcentajes relativos se calcularon con base a los diagramas de estimación visual de Castro (1989). Las clasificaciones utilizadas fueron las de Dunham (1962) y Folk (1959; 1962).
- **Cuantificación de fracciones minerales de arena, limo y arcilla.** Se efectuó siguiendo el Manual de Procedimientos del Laboratorio de Física de Suelos del Instituto de Geología de la UNAM (Flores y Alcalá, 2010).

- **Análisis mineralógicos.** La fracción arena fue estudiada bajo el microscopio petrográfico mediante el método de inmersión con resina epóxica (con índice de refracción 1.544), caracterizando sus propiedades ópticas de acuerdo a Kerr (1965) y Pérez (1965). Se contaron 300 granos minerales por horizonte, calculando el porcentaje de las especies presentes. Algunos granos fueron observados bajo el Microscopio Electrónico de Barrido en la Subdirección de Laboratorios y Apoyo Académico del INAH, a fin de distinguir diferencias con mayor detalle de los rasgos de intemperismo.

Las fracciones limo y arcilla, y el residuo insoluble colectado de rocas carbonatadas, se identificaron en el Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM con dos difractómetros: a) Philips Mod. 1130/96 (generador) y PW 1050/25 (goniómetro) y b) Shimadzu XRD-6000, ambos equipados con tubos de Cu y monocromador de grafito. Se estudiaron dos tipos de muestra: muestra no orientada (en polvo) para la fracción limo de suelo, residuo insoluble y roca carbonatada, y muestra orientada para fracción arcilla de suelo. Todas las muestras orientadas se estudiaron de acuerdo a los siguientes tratamientos: secado a temperatura ambiente (con identificación de patrones en el intervalo angular  $2\theta$  de  $4^\circ$  a  $70^\circ$ ), saturación con etilen glicol (con identificación de patrones en el intervalo angular  $2\theta$  de  $4^\circ$  a  $20^\circ$ ) y calentamientos a  $400^\circ\text{C}$  y  $550^\circ\text{C}$  (con identificación de patrones en el intervalo angular  $2\theta$  de  $4^\circ$  a  $20^\circ$ ).

- **Propiedades químicas selectas.** La determinación del pH en agua y NaF, así como el porcentaje de carbonatos, se realizaron con base al Soil Survey Laboratory Methods Manual (2004). El análisis de Carbono Orgánico (Corg) se realizó en el Laboratorio de Edafología Ambiental del Instituto de Geología de la UNAM, analizando las muestras por duplicado (obteniendo el promedio de las mismas, con una resolución de 0.001%) en un Analizador Elemental CHNS/O Perkin Elmer 2400 series II (todas las muestras se analizaron en modo CHN bajo las condiciones de gas acarreador de Helio, con temperaturas de combustión y reducción de  $980^\circ\text{C}$  y  $640^\circ\text{C}$ , respectivamente, con detector de conductividad térmica y compuesto de calibración de acetanilida).

- **Extracciones selectivas de Fe utilizando ditionito-citrato-bicarbonato ( $Fe_d$ ) y oxalato de amonio ( $Fe_o$ ). Extracciones selectivas de Al y Si utilizando oxalato de amonio ( $Al_o$  y  $Si_o$ ).** Los análisis se realizaron de acuerdo a los procedimientos del Laboratorio de Edafología Ambiental del Instituto de Geología de la UNAM, tomando en cuenta las metodologías modificadas de Mehra y Jackson (1960). La determinación se realizó en extractos duplicados, utilizando un espectrofotómetro de absorción atómica Perkin Elmer modelo 3110 con una resolución de 0.01 mg/L.

La relación  $Fe_o/Fe_d$  es conocida como “radio de actividad” (Torrent y Schwertmann, 1987; Bech et al., 1997) y es utilizada para evaluar el grado de intemperismo de minerales primarios. Para Bech et al. (1997), los cambios abruptos en la relación  $Fe_o/Fe_d$  (dentro de un perfil) son evidencia de la discontinuidad entre materiales parentales. De acuerdo a Mizota y van Reeuwijk (1989) los valores altos ( $> 0.75$ ) son característicos de suelos poco desarrollados (dominio de la baja cristalinidad de los compuestos de hierro), en tanto que los valores medios según McKeague y Day (1966) indican suelos con evolución que oscila de ligera a moderada. Se estima que valores  $< 0.15$  solo se presentan en suelos muy intemperizados y evolucionados, como es el caso de algunos Nitosoles y Oxisoles. Según Torrent y Schwertmann (1987), en la relación  $Fe_o/Fe_d$  de suelos mediterráneos sobre rocas carbonatadas, es muy raro encontrar valores superiores a 0.15.

Dada la posibilidad de la presencia de materiales piroclásticos de caída, alterados a fases alofánicas (Quiñones, 1975; Isphording, 1978), se decidió evaluar los índices de Parfitt y Henmi (1982), así como las propiedades ándicas. El índice de Parfitt y Henmi (1982) fué determinado por la relación  $7.14XSi_o$  (en función de la relación de Al/Si para el alófano). Para poseer propiedades ándicas (USDA, 1998), el material edáfico deberá tener menos del 25% de carbono orgánico y satisfacer uno o más de los siguientes requisitos que consideran los valores de óxidos de aluminio y hierro obtenidos por oxalato de amonio:

- a. El contenido de  $Al_0 + 1/2Fe_0$  es de 0.4% o más existe al menos 30% de vidrio
  - b. El contenido de  $Al_0 + 1/2Fe_0$  es de 2% o más y existe al menos 5% de vidrio volcánico, o
  - c. Los valores de  $Al_0 + 1/2Fe_0$  están entre 0.4 y 2% y existe vidrio volcánico en la fracción de 0.02-2 mm.
- **Geoquímica de elementos mayores, traza y ultratrazas.** La obtención de datos geoquímicos de Elementos Mayores ( $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , incluyendo la Pérdida por Calcinación) y algunos traza (Y, Zr y Nb) se efectuó con la técnica de Fluorescencia de Rayos X mediante un espectrómetro secuencial de rayos X (Siemens SRS 3000) equipado con tubo de rodio y ventana de berilio de 125 micras. Una aplicación de la concentración de Elementos Mayores se dió mediante el cálculo de la *Relación Ki de Harrasowitz* (1926), la cual está en función de la relación molecular del sílice y el aluminio:

$$K_i = \frac{(wt\% SiO_2)}{wt\% Al_2O_3} \times 1.7$$

De Weisse (1948) utilizó el mismo índice para caracterizar suelos tipo Terra Rossa, de acuerdo a los siguientes valores: Residuos insolubles de caliza ( $K_i > 2$ ); Kaolinita pura ( $K_i = 2$ ); Terra Rossa ( $K_i = 0.5-2$ ); Bauxitas ( $K_i < 0.5$ ).

El análisis de Elementos de Tierras Raras se realizó a partir de la disolución ácida de horizontes de suelo, residuo insoluble y roca carbonatada, de acuerdo a los procedimientos modificados de Eggins et al. (1997). El equipo utilizado en la obtención de datos fue un espectrómetro de masas Agilent 7500 ce. Con fines de aseguramiento de calidad, las muestras se analizaron en paralelo a cuatro materiales de referencia (BHVO-1, RGM-1, GSR-2 y SDO-1) utilizando los valores reportados por Govindaraju (1994), además de materiales internos de referencia del Laboratorio de ICPMS del Instituto de Geología (andesita IGLa-1, (Lozano y Bernal, 2005) y arenisca OU-8 (GEOPT 17)) que permitieron evaluar la precisión de resultados. Las concentraciones de Elementos de Tierras Raras

fueron normalizadas de acuerdo a la composición de la condrita según los datos de McDonough y Sun (1995), y graficados en escala logarítmica a fin de obtener patrones de concentración relativa.

Elementos como Zr, Nb, Ti, Y, Sc, La y Ta, fueron utilizados como “trazadores” (Muhs et al., 1987; 1990) dado su alto potencial iónico y debido a que son relativamente inmóviles en el ambiente edáfico. Todos los análisis se efectuaron en el Depto. de Geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM.

En la discusión de resultados de este trabajo (Capítulo VI) se muestran la construcción de diferentes diagramas que permiten la comparación de las muestras de materiales edáficos entre sí, junto con los probables materiales parentales de los cuales derivan, según las metodologías propuestas por Isphording (1978), Oti (1987), Durn et al. (1999), Durn (2003), Muhs (2007a) y Muhs y Budahn (2009).

- ***Obtención de residuo insoluble de roca carbonatada.*** A fin de poner a prueba las ideas existentes sobre la influencia del material parental autóctono (residuo silicatado de la roca carbonatada), se procedió a disolver con ácido acético 1 kg de la roca subyacente a los horizontes de suelo. La roca pulverizada se colocó en recipientes de plástico de 20 L, acelerando la reacción con ácido acético 0.4 M (y al final, cuando la reacción fue poca, se colocó ácido 1 M) mediante la agitación. Conforme el material insoluble se acumulaba, el sobrenadante de los recipientes se filtró a través de membranas de 0.45  $\mu$  (marca Millipore modelo HAWP04700) con el auxilio de una bomba de vacío. El residuo acumulado en el filtro, fue lavado con agua destilada desionizada, captado en cápsulas de porcelana y puesto a secar al horno a 40 °C. Finalmente, el peso total del residuo colectado fue registrado y calculado su porcentaje en relación al peso del material carbonatado inicial.

Los análisis efectuados al residuo insoluble fueron:

- *Análisis mineralógicos.* Mediante Difracción de Rayos X se caracterizó el total de la fracción arcilla (muestra orientada) y la fracción limo (muestra en polvo). Parte de la fracción limo,

también fue caracterizada mediante Microscopia Electrónica en la Subdirección de Laboratorios y Apoyo Académica del INAH.

- *Geoquímica de Elementos Mayores, Traza y Ultratraza.* Dada la poca cantidad de material colectado, se decidió realizar sólo análisis geoquímicos, a fin de que los elementos determinados se utilizaran en diagramas (discutidos en el Capítulo VI) para la comparación con las concentraciones elementales de horizontes de suelos y probables fuentes de materiales parentales alóctonos.

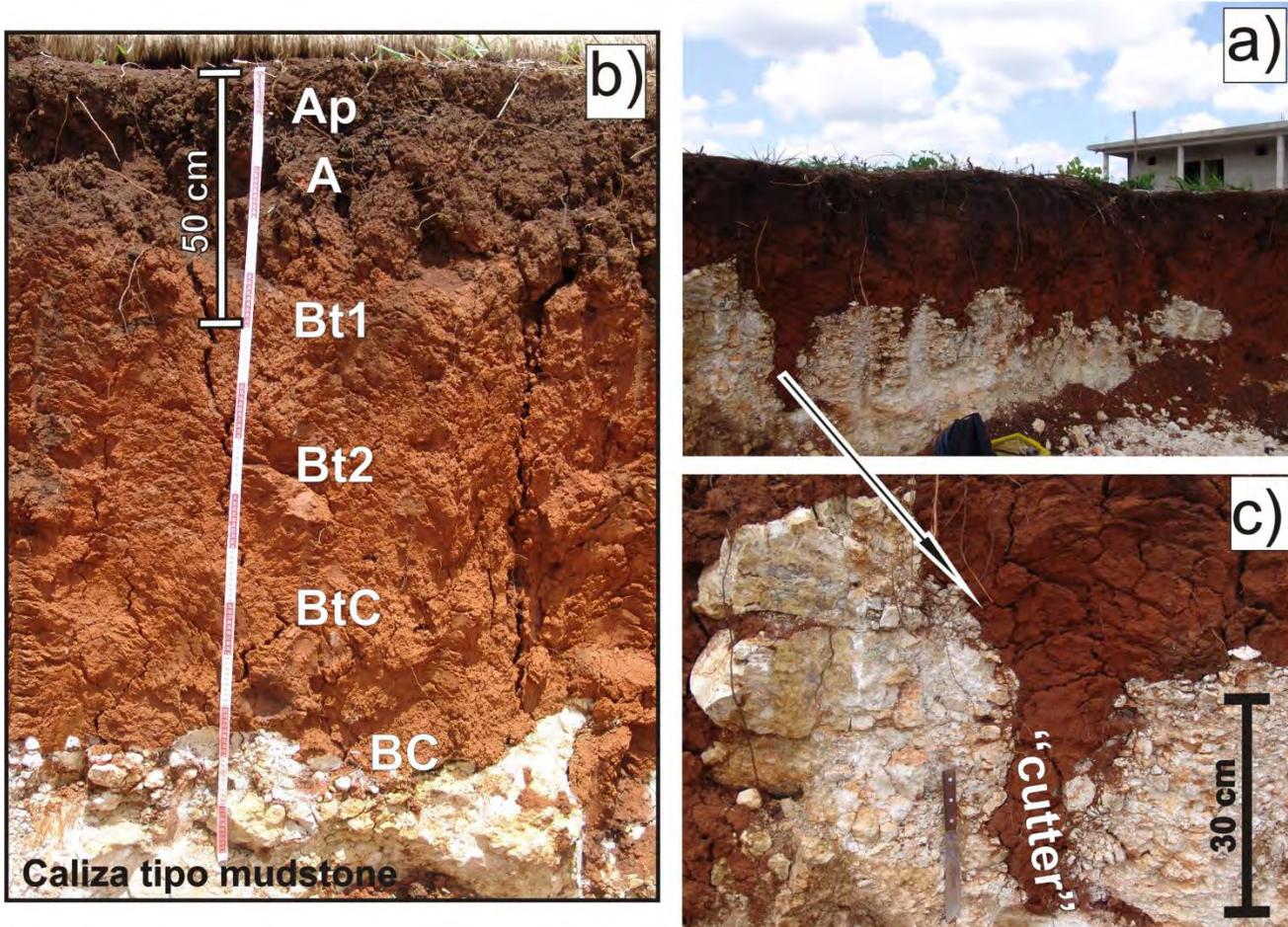
## **IV.2 RESULTADOS SUELO ROJO PROFUNDO (LUVISOL)**

### ***IV.2.1 Morfología***

El Suelo Rojo de la localidad de Kantunil Kin (N21° 6' 57.7"; W87° 29' 1.9") fue seleccionado para su estudio, debido a que se ubica en una zona donde han sido reportado suelos con propiedades lúvicas (INEGI, 1987). El perfil se encontró en una excavación (Figura 18a) para instalar una piscina (a las afueras del poblado, con dirección a Chiquilá), contando con cerca de 140 cm de espesor (Figura 18b), cuya región más profunda se encontró en contacto directo con las calizas pre-cuaternarias del oriente de Quintana Roo (Servicio Geológico Mexicano, 2007). El horizonte superficial Ap (0-13 cm) presentó un color pardo rojizo oscuro (5YR3/4), con estructura granular bien desarrollada, con agregados de tamaño fino a medio. Presentó abundantes raíces de grosores variados. Su límite fue claro y ondulado. En el horizonte A (13-30 cm) se notó el cambio a una estructura en bloques subangulares, que rompen en estructura granular fina. Los peds presentaron recubrimientos de materia orgánica y en regiones internas, al parecer, restos de carbón (en dimensiones de 1 a 3 mm). Los horizontes Bt (Bt1/Bt2/BtC) se caracterizaron por sus colores rojizos (2.5YR4/8). Dominó la estructura prismática de tamaños finos a medios, aunque a profundidad en el horizonte BtC se presentó el cambio a bloques subangulares

grandes. Al fragmentar la estructura prismática se generó una estructura granular fina. En los horizontes de la región media a profunda (Bt2/BtC) fueron distinguibles algunos recubrimientos delgados de arcilla y Mn, junto con concreciones de Fe muy finas. El horizonte más profundo (BtC) (95/100-125 cm) presentó un color rojo amarillento, además de que el material incrementó su compactación. En ese mismo horizonte, se distinguieron concreciones de Fe-Mn (con un tamaño máximo de 0.5 cm). Todos los horizontes Bt se encontraron libres de carbonatos y con límites claros y ondulados. El horizonte BC (125-135 cm) se encontró enriquecido con fragmentos de la caliza subyacente. El contacto entre la caliza subyacente y el suelo fue abrupto, distinguiéndose formas de cuchilla o “cutter” donde se tiene la apariencia de que el suelo penetra o corta las zonas fracturas de la roca carbonatada (Figura 18c).

La caliza que subyace al suelo de Kantunil Kin puede ser clasificada según Dunham (1962) en como una caliza tipo mudstone, ya que contiene una gran proporción de material fino carbonatado. Al seccionar la roca, fueron observables parte de “bloques flotantes” de carbonatos, soportados por la matriz fina, con lo cual podría estar cerca también de la clasificación de wackstone. La región interna de la caliza presentó tonalidades rojizo-anaranjadas, vinculadas con la presencia de material arcilloso como parte de las impurezas de la roca.

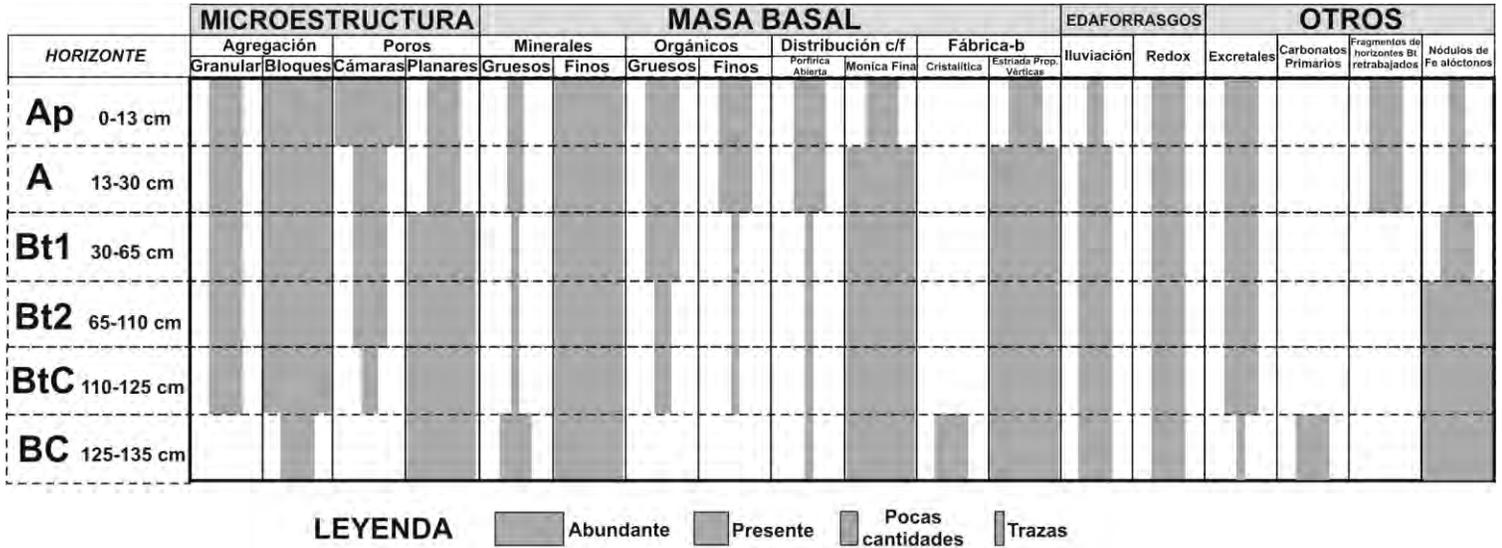


**Figura 18.** Suelo rojo (Luvisol), estudiado en la localidad de Kantunil Kin, Q. Roo, México. a) Vista general del sitio estudiado dentro de una excavación para piscina; b) Perfil estudiado; c) Detalle del contacto abrupto entre suelo y roca carbonatada, donde son distinguibles estructuras en cuchilla o “cutter”.

#### IV.2.2 Micromorfología

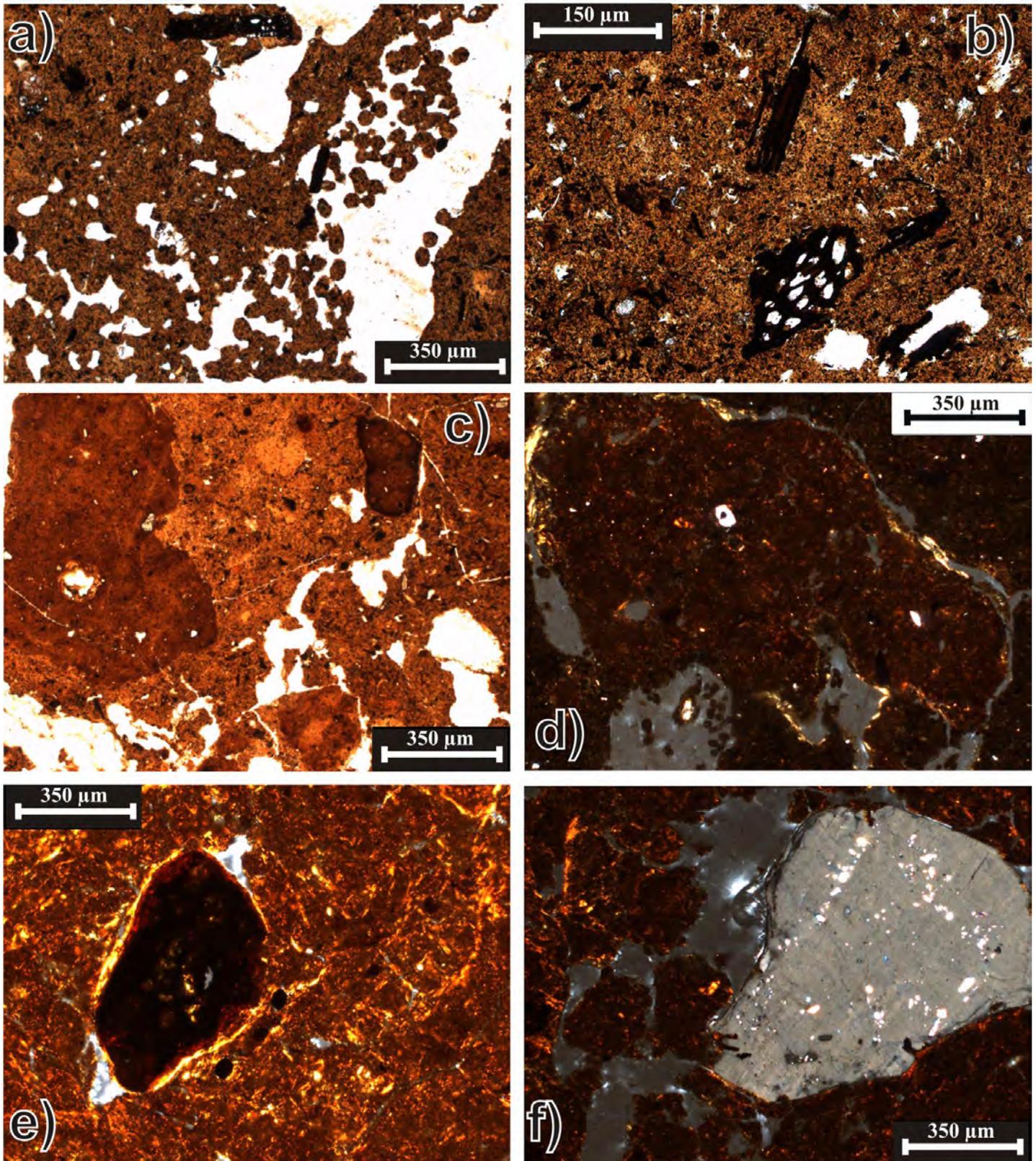
La Figura 19 resume los rasgos micromorfológicos relevantes observados en el Suelo Rojo de Kantunil Kin. Fueron distinguibles dos tipos de agregación principales: bloques angulares y subangulares (moderadamente separados y bien desarrollados). Dichos agregados fueron el primer nivel dominante en la microestructura, seguidos por los agregados granulares, los cuales tuvieron mayor presencia en los horizontes Ap y A (Figura 20a y b). La presencia de los dos tipos de agregación determinó la existencia de poros planares entre los bloques angulares (sobre todo en los horizontes Bt) (Figura 20i) y canales-cámaras entre los agregados granulares intrapedos. La presencia de los dos niveles de agregación

disminuyó considerablemente en el horizonte BC, dada la dominancia de los carbonatos subyacentes.  
(sobre todo con los agregados granulares, los cuales se observaron pobremente desarrollados).



**Figura 19.** Resumen de los rasgos micromorfológicos observados en el perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin,

Q. Roo.



**Figura 20.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos del perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo. Explicación al reverso de la lámina.

Con respecto a la masa basal, el material fino fué claramente dominante en todo el perfil, con una ínfima presencia de materiales gruesos. El patrón de distribución c/f (Stoops, 2003) presentó un espectro desde el enaúlico fino espaciado hasta el porfírico abierto en los horizontes Ap y A (debido a la existencia de una mayor proporción de componentes gruesos con respecto a los horizontes Bt subyacentes), y mónico fino en los horizontes Bt. El horizonte BC presentó una mayor proporción de componentes carbonatados primarios gruesos, determinando un patrón porfírico más cerrado.

La fracción mineral gruesa identificable, correspondió a cristales de cuarzo de longitud mayor a 150  $\mu\text{m}$ , de morfologías angulares a subangulares y con inclusiones primarias, (Figura 20f), además de nódulos de Fe con dominancia de goethita (Figura 20e). Cristales de monacita de menor tamaño también fueron identificados, aunque en menor abundancia que los cristales de cuarzo y los nódulos. El material fino fue dominado por minerales de arcilla bien cristalizados, dada la continuidad óptica que presentaron bajo nicoles cruzados. Los horizontes A presentaron abundancia de materiales orgánicos gruesos (Figura 20b), en los cuales fueron distinguibles diferentes estados de degradación, desde restos de carbón hasta cortes de raíces frescos y que mostraron colores de interferencia. Algunos restos vegetales fueron observados con tonalidades rojizas, sugiriendo la presencia de oxihidróxidos de hierro (Delvigne, 1998). El material orgánico fino fué más dominante que el grueso, encontrándose mejor expresado en impregnaciones de los horizontes A. Comparando con los análisis micromorfológicos de Heraud (1996), parte de los materiales orgánicos gruesos observados, pudieron ser interpretados por dicha autora como restos de esquistos (sobre todo, por la forma en que intemperizan, a partir de la deformación y apertura de pseudo-planos de crucero que podría confundirlos con la presencia de micas).

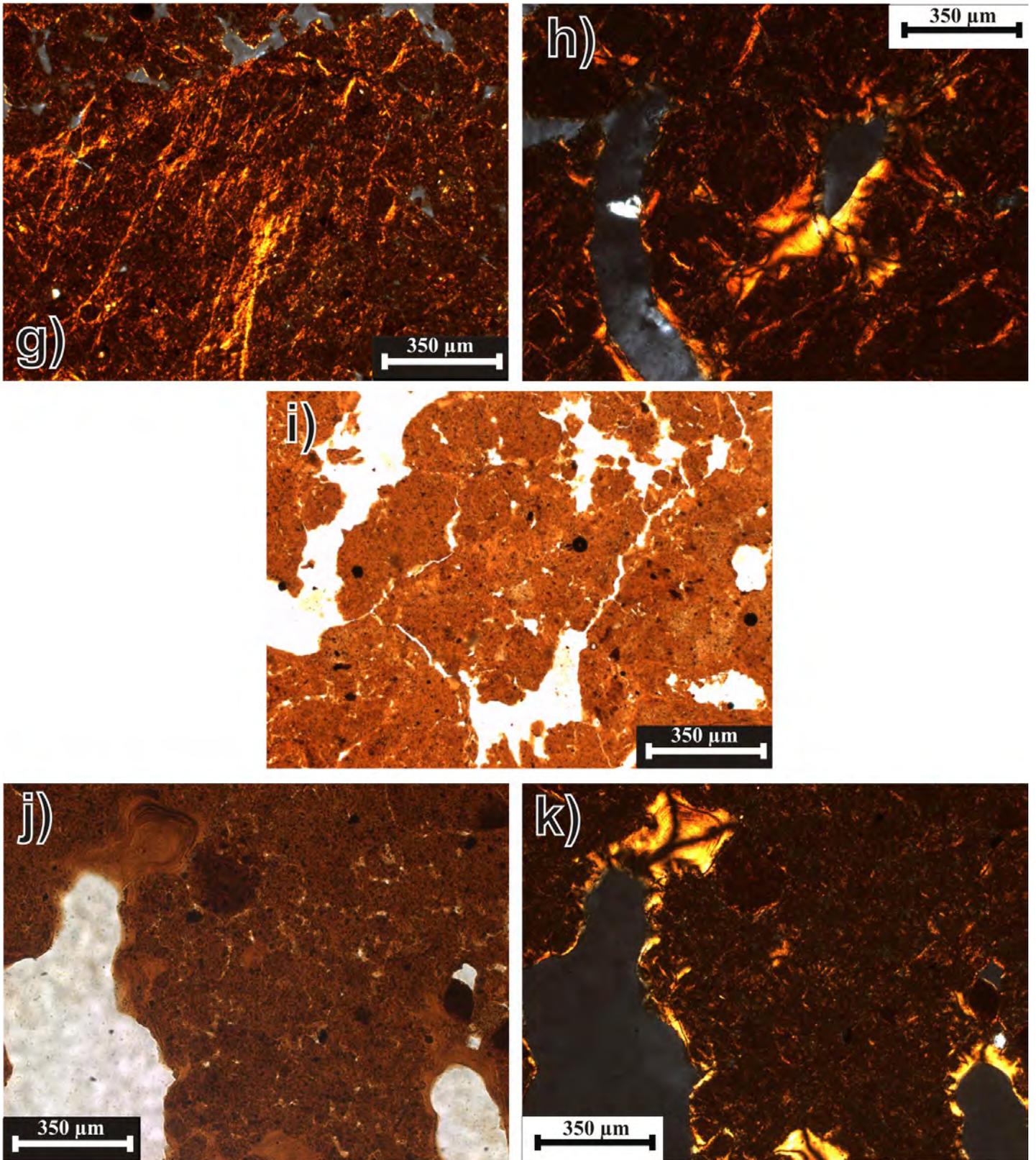
La micromasa descrita fue de un color pardo-rojizo en los horizontes A (Figuras 20a y b), y en el resto de los horizontes B fue dominante el color naranja-rojizo brillante, con algunas zonas amarillo-rojizas, sobre todo, aquéllas vinculadas a iluviación. Un rasgo relevante fueron las estriaciones en la

fábrica-b, distinguibles en todo el perfil (Figuras 20e, g y h). Bajo nicoles cruzados, las estriaciones presentaron un color naranja brillante, teniendo tensión alrededor de algunos componentes minerales gruesos (fábrica grano-estriada) (Figura 20f) y en poros vesiculares (fábrica poro-estriada). En algunas regiones, las estrías presentaron la configuración de una retícula, debido a la orientaciones opuestas dentro de zonas intraped (Figura 20e y h). Dichas estrías pueden estar vinculadas a propiedades vérticas.

Con respecto a los edaforrasgos, fueron observables recubrimientos de arcilla de color amarillo-naranja claro (y con colores de interferencia bajos), visibles en formas típicas entre poros planares (entre bloques angulares y subangulares) y en poros vesiculares en regiones intraped (Figura 20j). Dichos recubrimientos fueron registrados en todo el perfil (sin embargo, con espesores muy delgados, menores a 30  $\mu\text{m}$ ), aunque su mayor parte se concentró en los horizontes Bt. La presencia de canales y cámaras rellenos con excrementos de color pardo claro y morfología elipsoidal (Figura 20a), fue común en todos los horizontes, con mayor relevancia en los A.

La identificación de rasgos de óxido-reducción fue complicada, ya que la existencia de elementos heredados de la roca carbonatada subyacente, como son nódulos de Fe tamaño arena fina, de morfología típica y compuestos por goethita (y que se encuentran con mayor presencia en los horizontes Bt2, BtC y BC). También fueron observables impregnaciones de material férrico oscuro, que forman parte del material fino de la masa basal, agrupándose como nódulos amorfos o revestimientos alrededor de las paredes de poros.

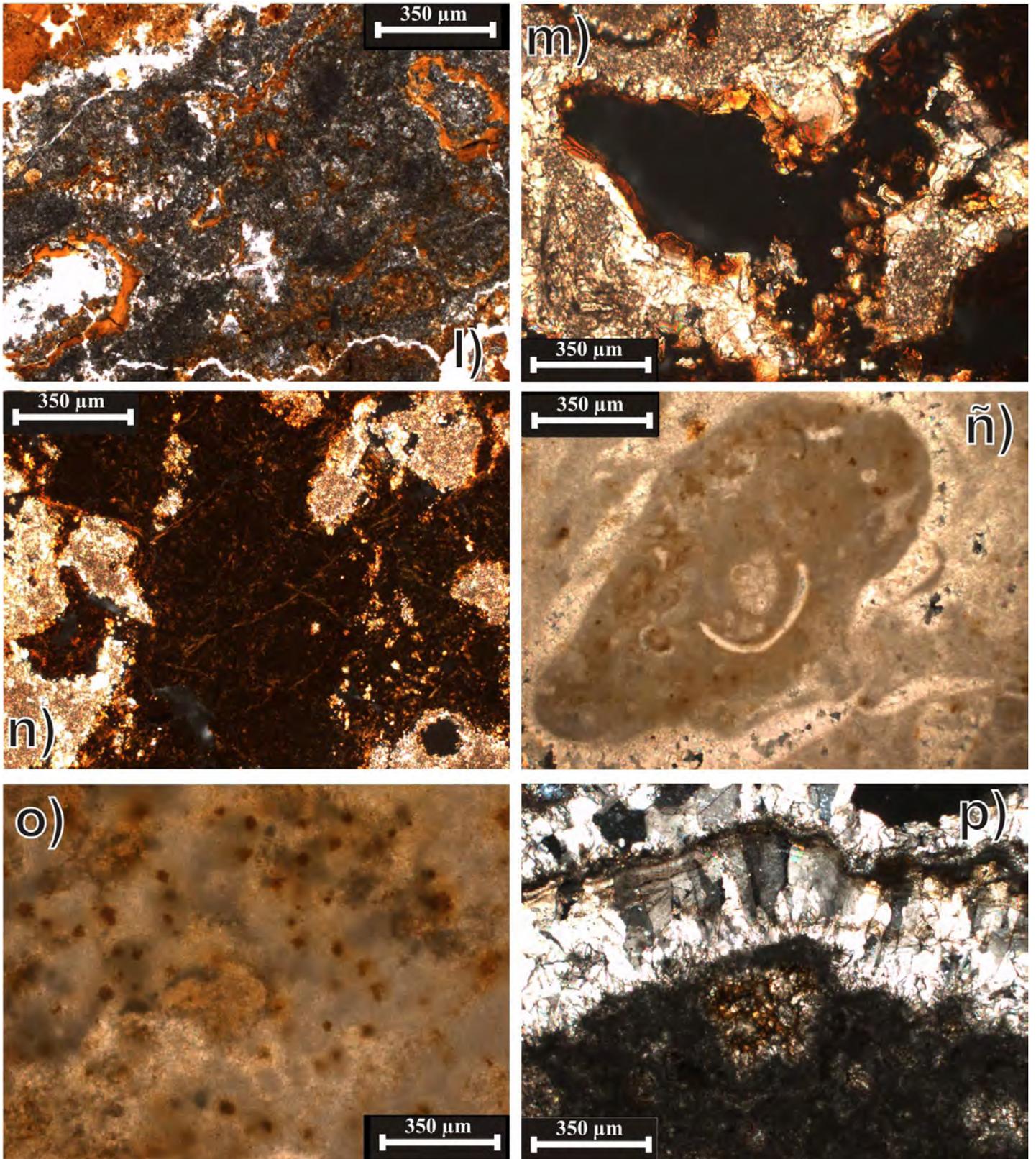
Los horizontes Ap y A, presentaron materiales retrabajados de los horizontes Bt subyacentes, identificables por “bloques flotantes” de hasta 5 mm de largo (Figuras 20 c y d), con una micromasa de color rojizo-oscuro (que contrasta con la micromasa pardo-naranja, de los horizontes A) y una fábrica-b estriada. Además del contraste de color entre micromasas, puede observarse una fábrica-b granoestriada que circunda a los bloques de los horizontes Bt.



**Figura 20. Continuación.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos del perfil suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo. Explicación al reverso de la lámina.

La presencia de carbonatos, es prácticamente nula en el perfil, salvo en el horizonte BC, donde la influencia de los carbonatos primarios de la roca subyacente fue destacable. La relación espacial que guarda la micromasa de color naranja-rojiza con las regiones porosas de los carbonatos primarios, generó la apariencia de que el material fino de la micromasa se aloja en los espacios vacíos (principalmente de tipo vesicular) (Figuras 20l y m).

La roca carbonatada está compuesta mayoritariamente por carbonato de calcio (Figura 20e), y presentando “impurezas” claramente reconocibles como son nódulos de hierro típicos de tamaño arena y limo, así como minerales de arcilla alojados en la matriz de la roca y en zonas porosas (Figuras 20ñ y o). En sección delgada, los “bloques flotantes” están constituidos por micrita, y se encuentran rodeados de una matriz microesparítica. Es precisamente en dichos bloques, donde se alojan mayoritariamente los nódulos de hierro (goethita) y los minerales de arcilla (bien cristalizados, dado que bajo nicoles cruzados muestran continuidad óptica). Algunas regiones de la matriz microesparítica mostraron presencia de nódulos y minerales de arcilla, estos últimos de alojándose con una laminación convoluta entre zonas porosas que presentan recristalizaciones esparíticas en hábitos dentados (Figura 20p). Los bloques micríticos también poseen como rasgo distintivo la presencia de foraminíferos. Es difícil el calificar como intraclastos a los “bloques flotantes” de micrita (Figura 20ñ), debido a que se ignora la edad de los foraminíferos que contiene. Se puede dar una aproximación a la clasificación de la roca, si por un lado, se considera como intraclastos a los bloques de caliza micrítica, los cuales ocuparían más del 10% de aloquímicos, por lo que para Dunham (1962) sería una roca tipo *wackstone*. Para Folk (1959, 1962) la roca en conjunto puede ser una *intramicrita*.



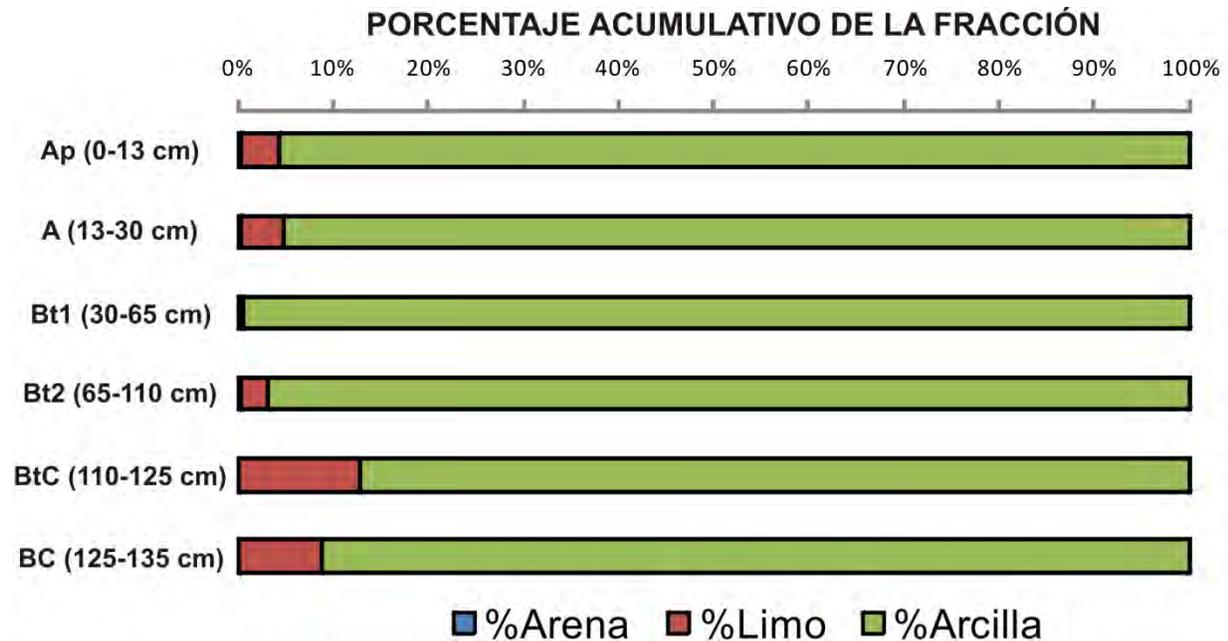
**Figura 20. Continuación.** Fotomicrografía de rasgos micromorfológicos del perfil suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q.Roo. Explicación al reverso de la lámina.

**IV.2.3 Cuantificación de fracciones minerales de arena, limo y arcilla**

La Figura 21 ilustra la distribución del tamaño de partículas minerales para el sitio Kantunil Kin. La fracción arcilla fue dominante en todos los horizontes, la cual estuvo presente en porcentajes superiores al 88% (dicho límite se encontró en el horizonte BtC). El horizonte Bt1 registro el mayor porcentaje, siendo de 99.5%.

Con respecto a la fracción limo, ésta fue considerablemente menor con respecto a la fracción arcilla. Además, presentó un intervalo más amplio, siendo de entre 0.3 y 12.7%. Fue notable el aumento de la concentración del limo a profundidad, sobre todo en los horizontes BtC/BC (8.7-12.7%).

La arena fue la fracción más empobrecida, ya que en todos los horizontes tuvo una presencia ínfima, siempre menor a 1% (en particular, el horizonte Ap registró el mayor porcentaje, cercano a 0.5%).



**Figura 21.** Porcentaje de fracciones minerales de arena, limo y arcilla del suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q.

Roo.

#### **IV.2.4 Mineralogía**

##### **IV.2.4.1 Mineralogía de arena**

La especie mineral predominante fue el cuarzo (Figura 22a), en porcentajes entre 48% y 62%. Las formas cristalinas fueron muy heterogéneas, desde anhedrales hasta euhedrales (conservando, inclusive, estructuras bipiramidales). La redondez de los granos varió desde angulares hasta subredondeados. Una particularidad tanto del cuarzo, como de los plagioclasas, fue la presencia de inclusiones primarias (principalmente de apatito, circón y minerales de color pardo oscuro de hábito acicular).

Los minerales opacos también formaron parte esencial de la fracción arena, con porcentajes entre 13% y 25%. Fueron distinguibles dos grupos: 1) minerales de color negro con hábitos tabulares, en algunos casos redondeados y prismáticos (Figura 23d) y 2) minerales pardo-rojizos (observables con nicoles parcialmente cruzados), conformados por nódulos típicos de hierro o fragmentos de éstos. Los primeros, pueden tratarse de minerales tipo hematita (sobre todo por los halos rojizos que llegan a presentar en el borde de algunos cristales), magnetita e inclusive ilmenita (algunos cristales mostraron un borde blanquecino, sugiriendo la alteración a leucoxeno). Cabe mencionar, que la presencia de los minerales negros opacos fue mayor en los horizontes superiores del suelo rojo (Ap-A-Bt1), y hacia la parte media y baja del perfil disminuyeron para dar lugar al dominio de los nódulos de Fe (24%-33%). Dichos nódulos, están conformados de goethita y son, junto con el cuarzo, los componentes principales de la fracción arena del residuo insoluble de la roca carbonatada. Una parte de los minerales opacos negros del residuo insoluble, respondió al magnetismo, lo que sugirió la presencia de magnetita.

La plagioclasa intermedia (Figura 23f) se encontró entre 2.8% y 13.6%. En general, presentaron superficies angulosas a subangulosas, con pocas huellas de intemperismo. En pocos casos fueron detectables maclas, zonamiento o cristales euhedrales que permitieran una fácil identificación con respecto al cuarzo. El máximo valor se encontró en el horizonte Bt2 con 13.66%, mientras que el mínimo

se determino en el horizonte BC siendo de 2.9%. El feldespatos alcalinos no tuvo tanta relevancia como en los "rellenos", siendo su presencia en el horizonte Bt2 con 3.4%. La mayoría de los granos detectados presentaron superficies de alteración a sericita.

El vidrio volcánico disminuyó considerablemente con respecto a los "rellenos de bolsas" y Rendzinas. El máximo valor se encontró en el horizonte Bt1 con 16.2%, marcando una discontinuidad con los contenidos de vidrio de los horizontes superficiales (5.72-5.17%), pero también con los horizontes Bt-BC subyacentes (1.5-3.4%). A diferencia del vidrio de los "rellenos", en el perfil del suelo rojo predominaron los fragmentos de esquirlas de color pardo claro, en tamaños entre 50  $\mu\text{m}$  y 150  $\mu\text{m}$ .

El resto de los componentes minerales de la fracción arena no superó el 5%, máximo alcanzado por la monacita (Figura 25i) en el horizonte BtC. Dicho mineral es particularmente relevante, dado que sólo se registro su presencia en el suelo rojo. Fue identificable por su fuerte relieve (mayor al de minerales del grupo de la epidota), granos redondeados u ovoides, y sobre todo por sus rasgos de alteración superficial que aparecen como manchas de color negro, debido a la formación de productos del decaimiento radiactivo. Además de la monacita se detecto calcedonia, aunque sólo en el horizonte Bt2 (con una presencia de 1.5%).

Las micas se detectaron en todo el perfil, pero concentrándose en el horizonte Ap (5.5%). Anfíboles y piroxenos fueron irrelevantes (1.6% en el horizonte Bt1), junto con el circón (el cual tuvo mayor presencia en el residuo insoluble de la roca carbonatada, además del granate y minerales del grupo de la epidota). Los restos de fitolitos, polen y carbón se concentraron en los horizontes A, aunque en conjunto no superaron el 3.5%. Hay que resaltar, que los restos de materiales orgánicos frescos estuvieron presentes en todo el perfil del suelo, siendo dominantes en los horizontes superficiales.

IV SITIO KANTUNIL KIN: SUELO ROJO PROFUNDO (LUVISOL)

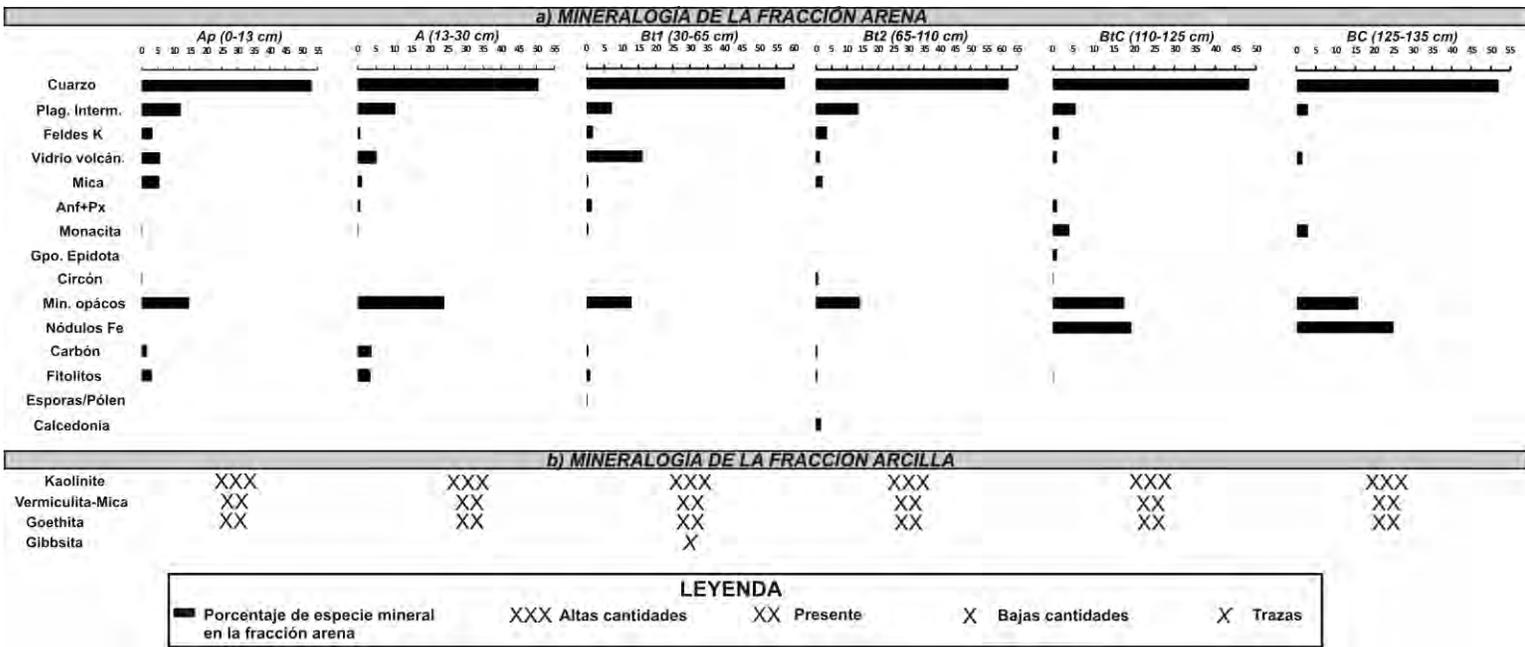


Figura 22. Mineralogía del suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q.Roo.



Figura 23. Granos de fracción arena montados por el método de inmersión del suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.

#### **IV.2.4.2 Mineralogía de limo**

La fase dominante fue el cuarzo (Figura 24b), aunque se detectaron trazas de goethita, feldespato y minerales del grupo de la kaolinita.

#### **IV.2.4.3 Mineralogía de arcilla**

Las fases dominantes fueron en orden de abundancia: kaolinita, vermiculita-mica, goethita y gibbsita (Figura 22b). Los diferentes tratamientos a los que se sometieron las muestras orientadas, para corroborar fases minerales se muestran en la Figura 24a) La kaolinita fue identificable en la muestra secada al aire con el pico de  $7\text{\AA}$ , permaneciendo inalterado con los tratamientos de etilen-glicol y el calentamiento a  $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ , desapareciendo a los  $550\text{ }^{\circ}\text{C}$ . La vermiculita identificada no fue totalmente pura, ya que presenta interestratificados con mica, además no fue una fase tan abundante como la presentada en los "rellenos de bolsas". Se logró observar en la muestra secada al aire el pico de  $14\text{\AA}$ , que no sufrió cambios con la glicolación, pero si el desplazamiento a  $10\text{\AA}$  con el calentamiento a  $550\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

La goethita se identificó con su pico máximo de  $4.18\text{\AA}$  y el segundo de  $2.69\text{\AA}$ . La gibbsita se presento en trazas, ubicándose su pico máximo entre los  $4.90\text{\AA}$  y  $4.82\text{\AA}$ .

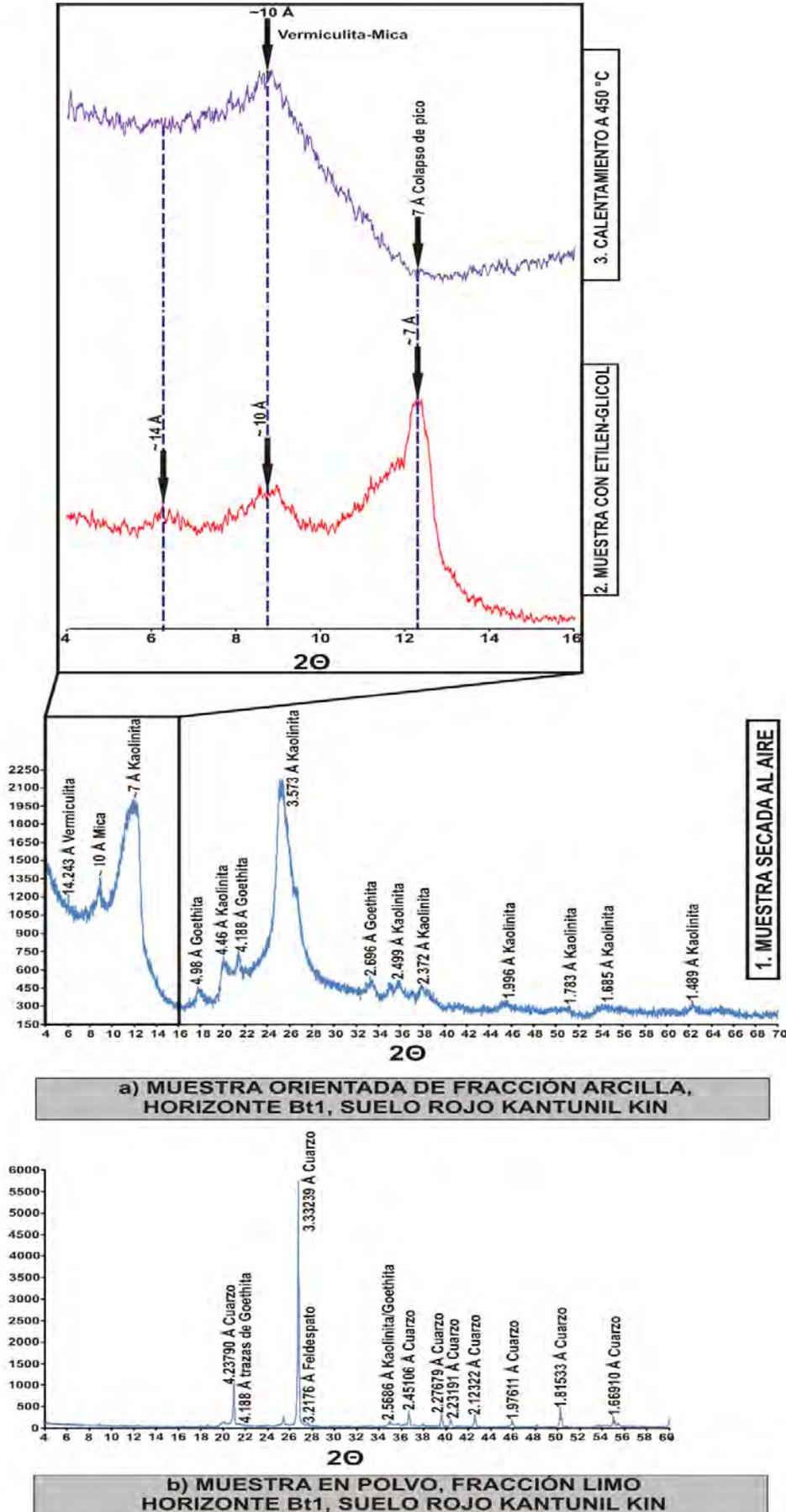


Figura 24. Difractogramas de la fracción arcilla y limo del suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.

IV.2.5 Propiedades químicas de suelos

IV.2.5.1 pH en agua y en NaF, Carbono orgánico y Carbonato de calcio

La Figura 25, ilustra los resultados obtenidos de propiedades químicas selectas graficadas contra la profundidad del suelo.

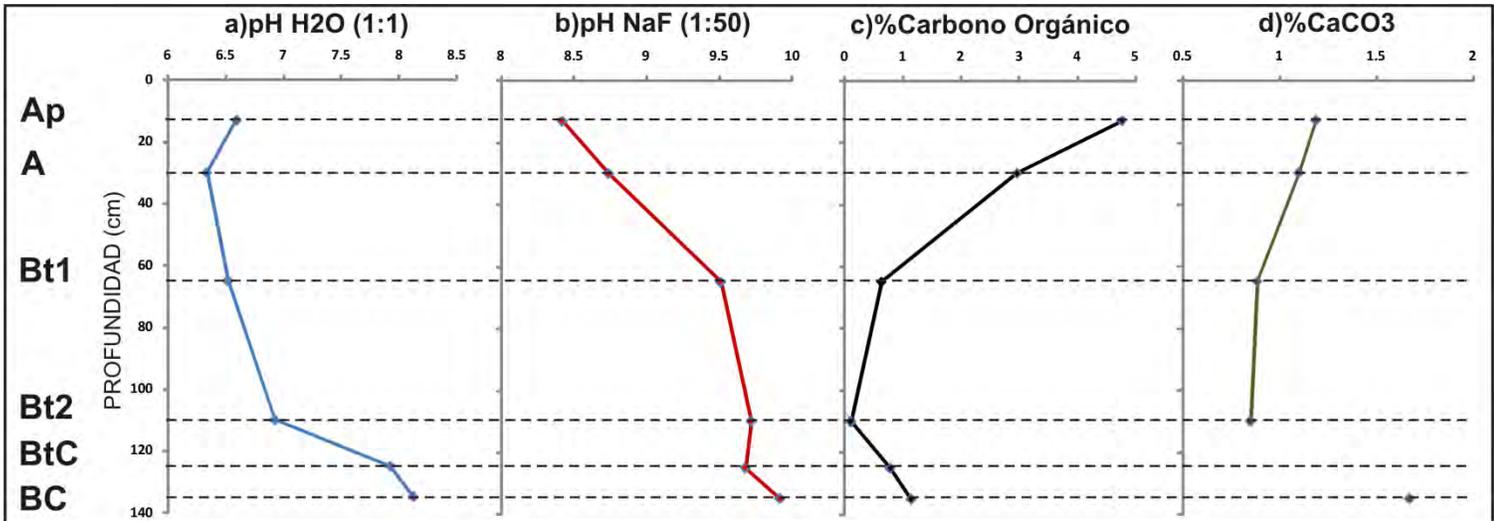


Figura 25. pH en agua y en NaF, porcentaje de Carbono orgánico y porcentaje de CaCO<sub>3</sub> para el perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.

El horizonte superficial Ap mostró una ligera tendencia a la neutralidad en el pH en agua (Figura 25a), para después disminuir ligeramente hacia la acidez en los horizontes A y Bt1. A partir del horizonte Bt1 se notó claramente el aumento del pH con tendencia a la alcalinidad, algo correlacionable con la mayor presencia de carbonatos hacia la parte profunda del perfil (Figura 25d). El pH en NaF (Figura 25b) mostró un aumento gradual con la profundidad entre los horizontes Ap/A/Bt1 (8.5-9.5), hasta encontrar una discontinuidad en el horizonte Bt2, donde el aumento de valores fue menor hasta alcanzar un valor próximo a 10 en el horizonte BC.

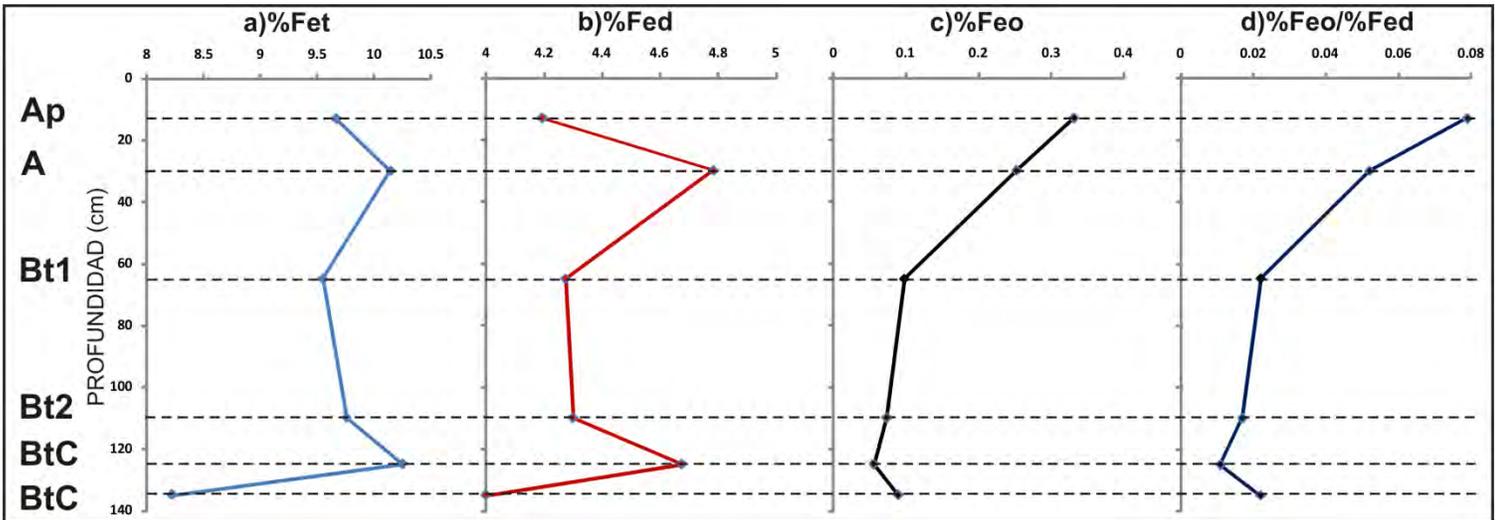
Las tendencias en el Carbono orgánico (Figura 25c) mostraron una disminución con la profundidad, desde los horizontes Ap/A/Bt1/Bt2 (4.7%-0.1%), para encontrar una discontinuidad con el

horizonte Bt2 donde se recupera ligeramente su concentración hasta el horizonte BC (donde se registra un porcentaje de 1.1%).

En general, el porcentaje de Carbonato de Calcio registró una tendencia similar a la del Carbono orgánico, aunque con disminuciones menos pronunciadas a los de éste último. Los mayores valores se obtuvieron en los horizontes más profundos, que presentan la influencia directa de la caliza tipo mudstone (1.7%)

#### **IV.2.5.2 Extracciones selectivas de hierro utilizando ditionito-citrato-bicarbonato ( $Fe_d$ ) y oxalato de amonio ( $Fe_o$ ) y su aplicación como índices de intemperismo**

Los valores de  $Fe_d$  (Figura 26b) mostraron valores mínimos en el horizonte Ap y BC, donde fueron muy cercanos al 4%. Los horizontes A y BtC mostraron los valores máximos superiores al 10%. La zona intermedia del perfil, entre los horizontes Bt1/Bt2 presentó valores estables entre 9.5 y 9.7%. En general, dicho patrón fue similar al dado por el Fe total ( $Fe_t$ ) (Figura 26a), infiriendo que la mayor parte del Fe se encontró en especies minerales bien cristalizadas. El diagrama de  $Fe_o$  (Figura 26c) mostró un comportamiento decreciente (muy similar al diagrama de Carbono orgánico de la Figura 25c), desde el horizonte Ap (0.33%) hasta el BtC (0.05%), para después incrementarse un poco en el horizonte BC (0.08%). La relación  $Fe_o/Fe_d$  denotó el mismo patrón que el de  $Fe_o$ , interpretando la baja presencia de materiales cristalinos en todo el perfil, con una ligera concentración en los horizontes A.



**Figura 26.** Extracciones selectivas de Fe, incluyendo el Fe total ( $Fe_t$ ) obtenido por Fluorescencia de rayos X, para el perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.

#### IV.2.5.3 Extracciones selectivas de aluminio y silicio utilizando oxalato de amonio ( $Al_o$ y $Si_o$ )

Las concentraciones de aluminio extraído con oxalato de amonio ( $Al_o$ ) (Figura 27a) mostraron un patrón muy similar al de las extracciones de  $Fe_o$ , notándose un decremento muy abrupto en los horizontes más profundos (BtC/BC) donde se situaron los menores porcentajes de todo el perfil (0.27%). Con respecto a la concentración de silicio extraído por oxalato de amonio ( $Si_o$ ) (Figura 27b), ésta mostró su mayor concentración en el horizonte Ap (0.08%), para disminuir abruptamente en el horizonte A (0.04%), manteniendo una concentración más o menos constante a lo largo de los horizontes Bt (con valores cercanos a Bt) y presentando un ligero incremento en el horizonte BC (0.06%). Los valores del índice  $\%Al_o/\%Si_o$  (Figura 27c) se ubicaron entre 3.6 y 6.9, denotando el dominio de las fases cristalinas en los óxidos extraídos, sobre todo en los horizontes Bt.

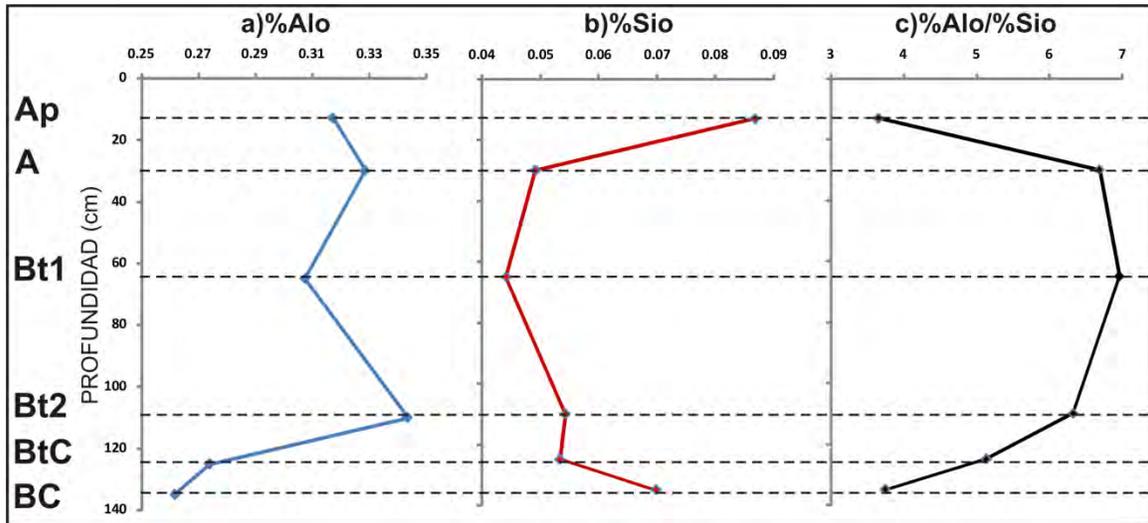
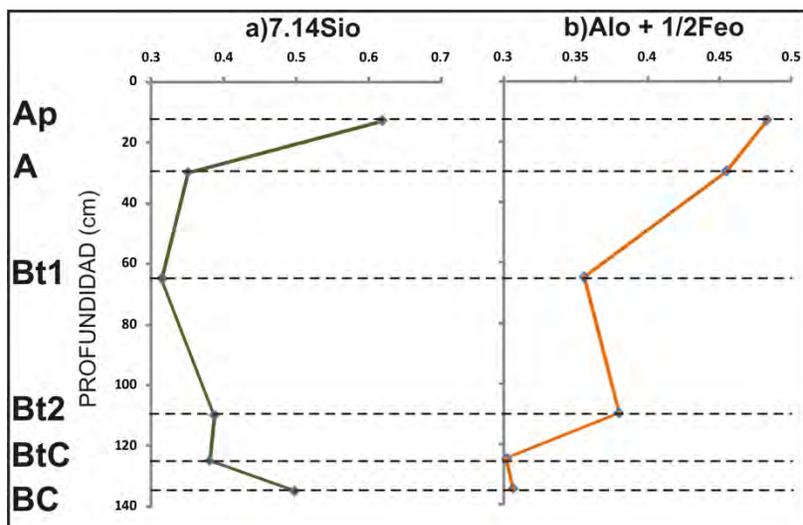


Figura 27. Extracciones selectivas de Al y Si por oxalato de amonio, para el perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.

Explorando la influencia de materiales volcánicos como una fuente alóctona en el desarrollo del suelo, se decidió utilizar el índice de Parfitt y Henmi (1982) y la relación  $Al_0 + 1/2Fe_0$  (Shoji et al., 1983). Para Shoji et al. (1983) dichos índices permiten detectar la presencia de alófono, así como el grado de andolización de un suelo. El contenido de alófono se estima por el porcentaje de silicio extraído por oxalato de amonio ( $Si_0$ ) multiplicado por la constante 7.14. En general, los valores fueron muy bajos, ubicándose entre 0.3 y 0.6 (Figura 28a), siguiendo el mismo patrón de las concentraciones de  $Si_0$  (un mayor porcentaje en el horizonte Ap, que disminuyó abruptamente hacia las regiones más profundas del perfil, manteniéndose más o menos constante en la región media donde se ubicaron los horizontes Bt). La relación  $Al_0 + 1/2Fe_0$  mostró un patrón gráfico particular (Figura 28b), si bien se observó un decremento de los valores a partir del horizonte Ap (0.5%) destacó la discontinuidad del horizonte Bt1 que generó un “escalón” con los horizontes Bt inferiores y el horizonte BC más profundo.



**Figura 28.** Índices de propiedades ándicas (USDA, 1988; IUSS Working Group WRB, 2006) utilizando las relaciones  $7.14Si_o$  y  $Al_o + 1/2Fe_o$  para el suelo rojo (Luvisol) del sitio Kantunil Kin, Q. Roo.

#### IV.2.6 Geoquímica de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X

Los datos de Fluorescencia de rayos X permitieron construir gráficos de concentración elemental a diferentes profundidades del perfil (Figura 29). Óxidos como el  $SiO_2$  y el  $Al_2O_3$  presentaron un patrón de concentración similar, mostrando enriquecimientos en los horizontes Bt, con empobrecimientos notables en el horizonte BC. El  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  y ligeramente el  $Na_2O$  también denotaron un patrón de concentración similar, distinguiéndose el  $Fe_2O_3$  como el óxido más abundante de los tres (con una relativa baja concentración en el horizonte BC de 8.22%). El  $Na_2O$  presentó las discontinuidades más abruptas a lo largo del perfil (si bien sus concentraciones fueron muy bajas  $< 0.16\%$ ), mostrando sus porcentajes máximos en los horizontes Bt1 y BtC. El  $MgO$  y el  $K_2O$  también mostraron un comportamiento gráfico parecido, aunque en el caso del  $MgO$ , se observaron pendientes más agudas entre el horizonte A y los horizontes Bt subyacentes.

El  $P_2O_5$  mostró un decremento con la profundidad, presentando valores más constantes en la región inferior del perfil (horizontes Bt1/Bt2/BtC)/BC). El  $P_2O_5$  presenta rasgos similares a la

concentración del  $TiO_2$ , aunque el empobrecimiento es más evidente en el  $P_2O_5$ . El CaO mostró prácticamente los mismos valores a lo largo del perfil (<1%), sólo en el horizonte BC fue muy abrupto dada la presencia de  $CaCO_3$  proveniente de la roca caliza subyacente. La Pérdida por Calcinación (PXC) fue mayor en los horizontes A, disminuyendo linealmente hasta el horizonte Bt2 (coincidiendo con el patrón de distribución del Carbono orgánico visto en la Figura 25c), a partir del cual se observó un incremento en la región más profunda, que puede estar vinculado con la presencia de carbonatos (Figura 25d).

Todos los valores del Índice Ki (Harrasowitz, 1926) (Figura 29I) se ubicaron entre 2.2 y 2.6, mostrando un comportamiento muy similar al descrito por De Weisse (1948) en la Terra Rossa de regiones balcánicas.

IV SITIO KANTUNIL KIN: SUELO ROJO PROFUNDO (LUVISOL)

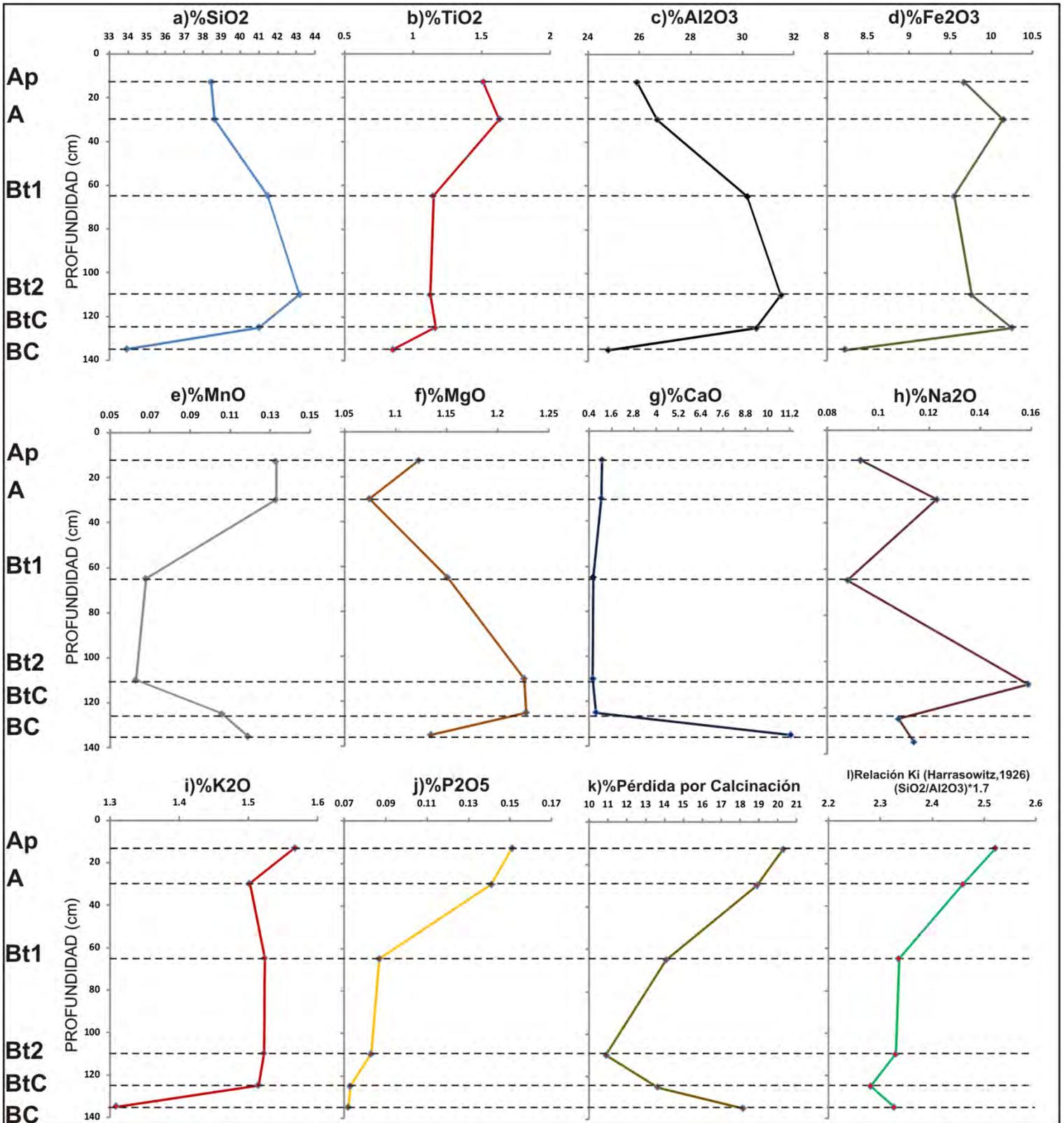


Figura 29. Porcentaje de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X, incluyendo la Pérdida por calcinación para el suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo. La gráfica j, incluye el cálculo de la Relación Ki (Harrasowitz, 1926).

**IV.2.7 Geoquímica de elementos de tierras raras**

El Cuadro 1 muestra los resultados de concentraciones de elementos de tierras raras. En general, fueron distinguibles mayores concentraciones de elementos de tierras ligeras (serie del La al Eu) que de Elementos de tierras raras pesadas (serie del Gd al Lu). El horizonte con mayores concentraciones fue el AB, seguido de los horizontes inferiores BtC y BC. En el Capítulo VI, en la sección VI.2.5 presentan las normalizaciones de los valores con respecto a la condrita (McDonough y Sun, 1995), a fin de observar el patrón de concentraciones relativas y compararlo con probables fuentes de proveniencia.

**Cuadro 1.** Concentraciones de elementos de tierras raras del perfil de suelo rojo (Luvisol) del sitio Kantunil Kin, Q. Roo, obtenidos por ICP-MS.

Profun. cm	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	ETRL Total	ETRP Total	
Ap	0-13	75.43	150.69	17.25	77.88	17.45	3.63	16.18	2.75	16.59	3.57	10.29	1.42	8.91	1.28	342.36	61.04
AB	13-30	91.09	179.46	23.58	92.30	20.47	4.21	18.44	3.14	18.81	4.06	11.63	1.59	9.95	1.44	411.13	69.11
Bt1	30-65	62.56	125.49	15.77	62.75	14.30	3.01	13.07	2.24	13.55	2.96	8.62	1.22	7.63	1.11	283.91	50.44
Bt2	65-110	53.86	114.35	15.10	60.31	14.18	2.97	12.72	2.20	13.29	2.87	8.35	1.17	7.46	1.07	260.80	49.16
BtC	110-125	77.24	141.81	19.55	89.39	20.72	4.37	19.11	3.31	19.97	4.38	12.71	1.74	10.77	1.56	353.10	73.57
BC	125-135	130.56	110.74	26.93	105.67	20.81	4.29	19.93	3.17	18.64	4.11	11.49	1.48	8.85	1.29	399.00	68.99

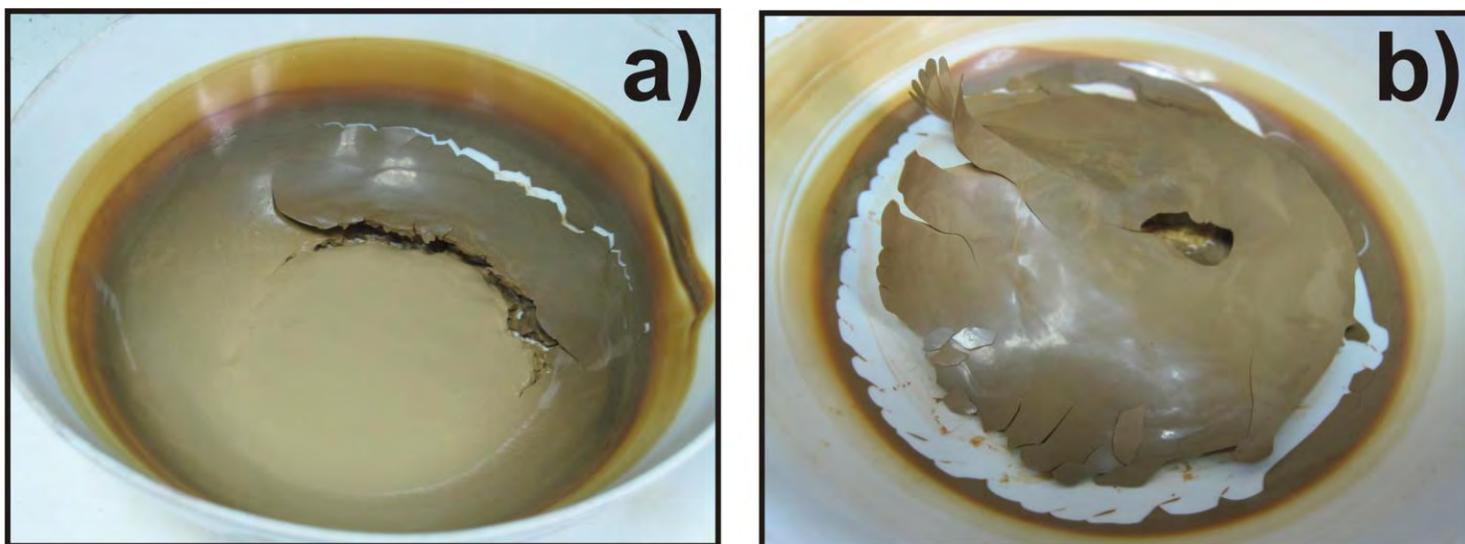
Nota: ETRL = Elementos de tierras raras ligeras (sumatoria de concentraciones del La al Eu)

ETRP = Elementos de tierras raras pesadas (sumatoria de concentraciones del Gd al Lu)

### IV.3 RESULTADOS RESIDUO INSOLUBLE DE ROCA CARBONATADA

#### IV.3.1 Morfología

De la caliza tipo mudstone (Dunham, 1962) se obtuvieron 33 g de residuo insoluble de color pardo amarillento (10 YR 7/6 en húmedo; 10 YR 5/4 en seco) a partir de la disolución de 1 kg de caliza. Ello representó el 3.3% en peso del material original recuperado. La fracción arcilla fue dominante, sin embargo, logró colectarse un ínfima proporción de arena y limo (muy evidente dada la presencia de óxidos de hierro de colores rojizos y pardo oscuros). Los pocos óxidos de color pardo oscuro respondieron a la excitación magnética. El residuo colectado en húmedo y en seco, se observa en la Figura 30.



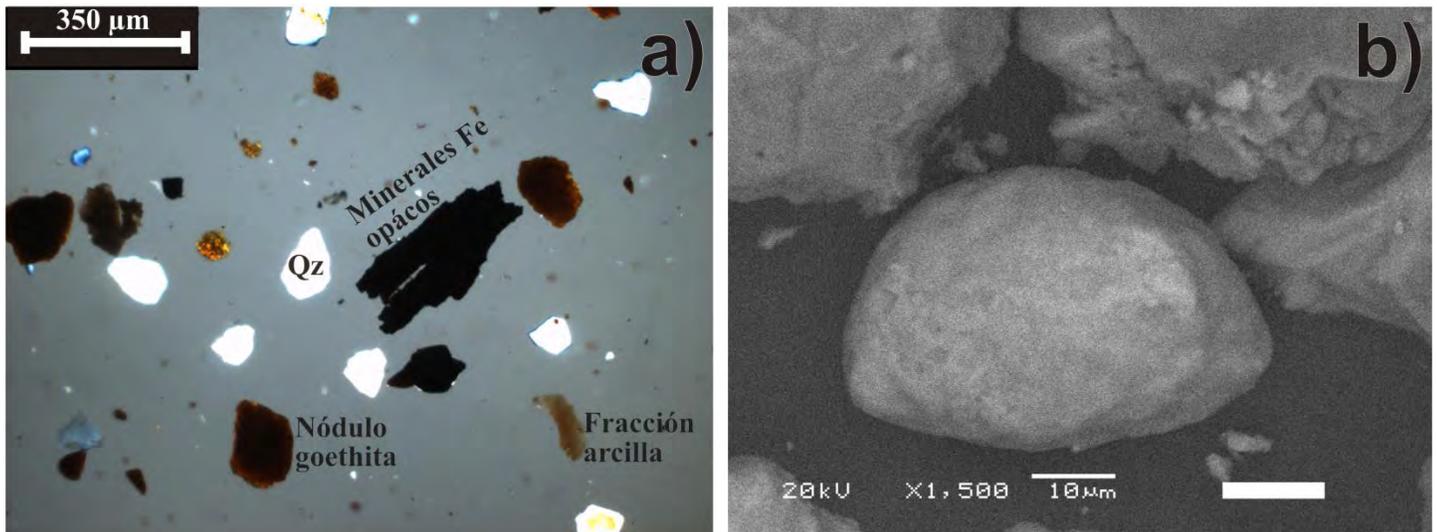
**Figura 30.** Residuo insoluble obtenido de la disolución en ácido acético de la roca tipo mudstone del sitio Kantunil Kin, Q. Roo. a) Muestra en húmedo y b) Muestra en seco. El material fue colectado y secado en una cápsula de porcelana de 10 cm de diámetro.

#### IV.3.2 Mineralogía

*Mineralogía de limo.* Algunos granos de limo fueron observados bajo el microscopio petrográfico y microscopio electrónico, como se muestra en la Figura 31. Los difractogramas estudiados (Figura 32a)

revelaron la dominancia de cuarzo y goethita, esta última, proveniente de nódulos de Fe alojados en la roca carbonatada. La Figura 32b, muestra también la composición mineralógica de la roca caliza.

*Mineralogía de arcilla.* La illita fue la fase dominante, en contraste con el dominio de la kaolinita del suelo rojo sobreyacente. La illita, en la muestra secada al aire, se ubicó con su pico máximo de  $10\text{\AA}$  y el segundo de intensidad de  $3.31\text{\AA}$ . Con la glicolación y el calentamiento a  $550\text{ }^{\circ}\text{C}$  no se observaron cambios en la permanencia del pico de  $10\text{\AA}$ . La presencia de esmectita, se notó con el desplazamiento del pico de  $13\text{\AA}$  (en la muestra secada al aire) al de  $16\text{\AA}$  con la glicolación, junto con la permanencia del pico de  $10\text{\AA}$  propio de la illita. También fue detectada la kaolinita con su pico característico de  $7\text{\AA}$  en la muestra secada al aire, permaneciendo en su posición con la glicolación y colapsando con el incremento de temperatura a  $550\text{ }^{\circ}\text{C}$ .



**Figura 31.** Fotomicrografías del residuo insoluble colectado de la disolución de la caliza tipo mudstone de la localidad Kantunil Kin, Q. Roo. a) Minerales tamaño arena observado bajo el microscopio petrográfico (Qz=curazo); b) Nódulo de goethita (centro de la imagen) observado bajo el microscopio electrónico de barrido.

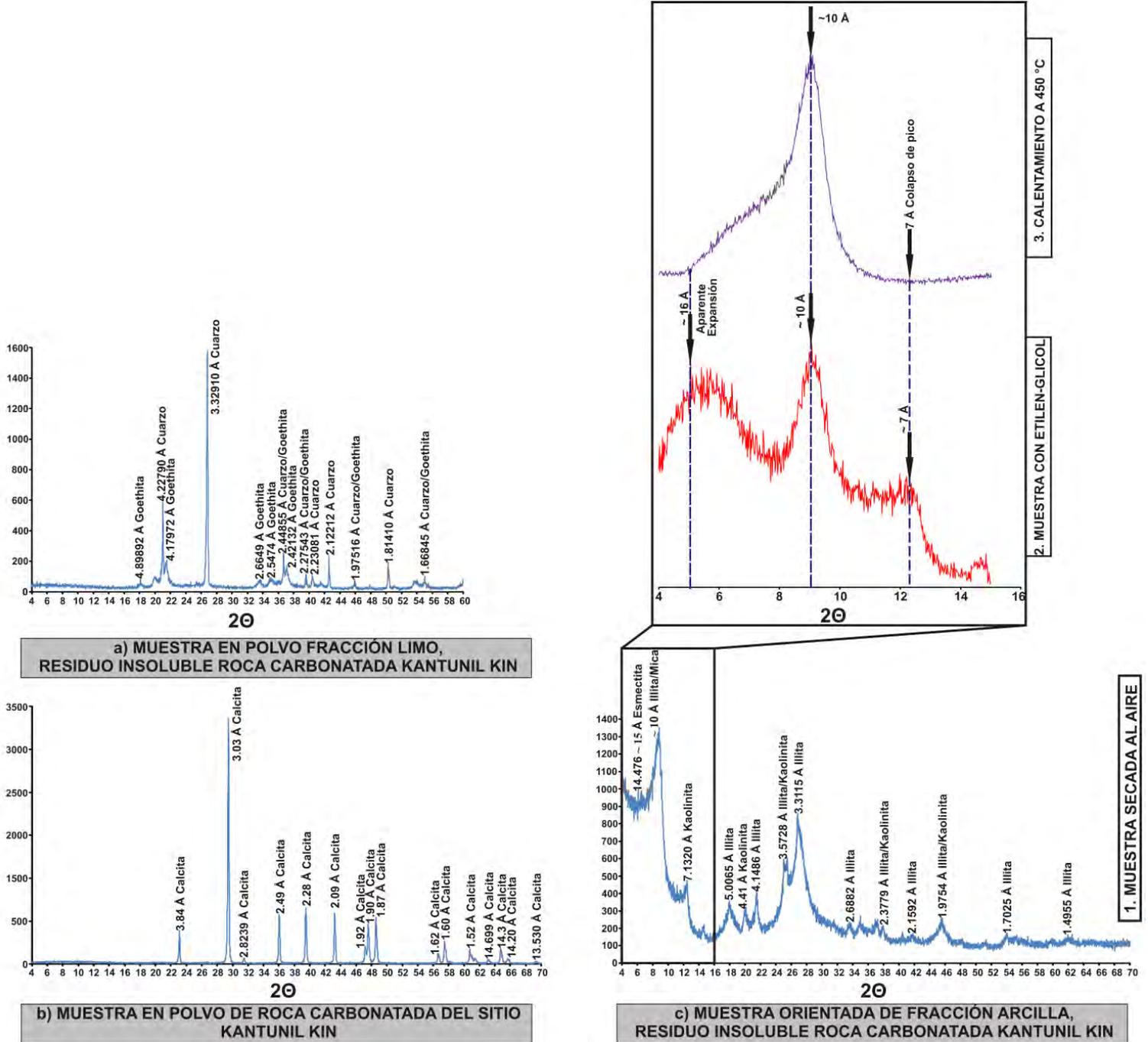


Figura 32. Difractogramas de las fracciones limo y arcilla del residuo insoluble colectado de la caliza tipo mudstone de Kantunil Kin, Q. Roo. También se muestra el difractograma con la identificación mineralógica de los componentes de la caliza.

**IV.3.3 Geoquímica de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X**

El Cuadro 2 muestra los datos de elementos mayores obtenidos para el residuo insoluble y la caliza tipo mudstone del sitio Kantunil Kin, Q. Roo. Fueron muy contrastantes los valores de SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y K<sub>2</sub>O, debido a su alta concentración en el residuo insoluble. El CaO es muy alto (51.5%), junto con la Pérdida por Calcinación (PXC) en la caliza tipo mudstone, debido a su composición de Carbonato de Calcio. Así mismo, la presencia de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (a pesar de ser inferior al 2%) refleja que la roca contiene las impurezas del residuo rico en minerales de arcilla.

**Cuadro 2.** Elementos mayores del residuo insoluble y la caliza del suelo rojo (Luvisol) del sitio Kantunil Kin.,  
Q. Roo.

	%SiO <sub>2</sub>	%TiO <sub>2</sub>	%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	%MnO	%MgO	%CaO	%Na <sub>2</sub> O	%K <sub>2</sub> O	%P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%PXC
<b>Residuo insoluble</b>	42.13	1.15	25.04	10.43	0.02	1.98	1.06	0.32	2.68	0.14	11.37
<b>Caliza mudstone</b>	1.92	0.05	1.00	0.39	0.01	0.58	51.5	0.26	0.10	0.01	43.36

La Relación Ki de Harrasowitz (1926) registró un valor de 2.86 para el residuo insoluble, ligeramente superior a los reportados en los horizontes de suelo rojo subyacentes.

**IV.3.4 Geoquímica de elementos de tierras raras**

El Cuadro 3 muestra para el residuo insoluble un enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras (serie que se ubica entre La y Eu), mientras que los elementos de tierras raras pesadas (serie que

**IV SITIO KANTUNIL KIN: SUELO ROJO PROFUNDO (LUVISOL)**

se encuentra entre Gd y Lu) se empobrecieron. La misma tendencia se observó en la caliza, aunque las diferencias de concentración fueron mayores en el residuo insoluble, debido a que los carbonatos prácticamente carecen de elementos de tierras raras. Las concentraciones de elementos de tierras raras del residuo insoluble, fueron muy inferiores a las registradas en los horizontes del suelo rojo.

**Cuadro 3.** Concentraciones de elementos de tierras raras del residuo insoluble y la caliza del sitio Kantunil Kin, Q. Roo, obtenidos por ICP-MS.

	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	ETRL Total	ETRP Total
<b>Residuo insoluble</b>	14.22	30.66	2.83	10.28	2.23	0.46	2.00	0.41	2.84	0.67	2.17	0.35	2.34	0.34	60.70	11.14
<b>Caliza mudstone</b>	2.54	3.53	0.51	1.83	0.39	0.10	0.27	0.05	0.31	0.06	0.16	0.02	0.17	0.02	8.91	1.10

## V CANTERAS DEL CORREDOR CANCÚN-XEL-HA: “RELLENOS DE BOLSAS KÁRSTICAS” Y RENDZINA (LEPTOSOL RENDZICO)

En los siguientes apartados se describe la metodología utilizada y resultados obtenidos a fin de caracterizar la pedogénesis y la influencia de materiales parentales específicos (alóctonos) sobre Rellenos de bolsas kársticas o pedosedimentos, junto con la Rendzina (Leptosol Rendzico) superficial que se observó en parte de sus secuencias.

### V.1 METODOLOGÍA DE ESTUDIO

La metodología descrita en el apartado IV.1 es la misma que se aplicó en el presente capítulo.

### V.2 RESULTADOS DE “RELLENOS” DE BOLSAS KÁRSTICAS Y RENDZINA

#### V.2.1 Morfología

Los objetos denominados como “Rellenos de bolsas kársticas” son materiales depositados en depresiones producto de disolución, y que fueron observados en cortes verticales dentro de canteras de explotación de agregados pétreos para el concreto. Las zonas de disolución se ubican en calcarenitas, que comprenden principalmente los ambientes eólico-costeros descritos por Ward (1970) y Ward et al. (1985), y que incluyen en la parte superior de la secuencia una facies de caliche. En otras regiones del Caribe, como las islas de San Salvador (Mylroei y Carew, 1995) y Eleuthera (McKee y Ward, 1983), en Bahamas, también fueron descritas “bolsas kársticas”, vinculadas al procesos de **Piping** (Ford y Williams, 2007) y formación de caliche. El proceso de Piping es el mecanismo mediante el cual el suelo y los sedimentos son llevados al interior de las rasgos epikársticos (fracturas, cavidades, entre otros) mediante el colapso (en la zona vadosa o de aireación). Éste tipo de estructuras o “rellenos”, originalmente han

sido estudiados desde un punto de vista sedimentológico, dejando de lado los procesos de formación de suelo que pudieran afectarlos.

En la Cantera 1 (Q1) –N20° 31' 40.6"; W87° 11' 47.9"- , se describió la "bolsa" más pequeña (90 cm de profundidad y 40 cm de ancho; Figura 33a). Se encontró rellena con material edáfico de color pardo oscuro, constituida por horizontes A1/A2/AB. El horizonte A1 (de 30 cm de espesor) fue de color negro, con una estructura granular bien desarrollada y estable, presentando una textura limosa al tacto, su límite fué claro y gradual. A2 presentó un color negro rojizo, con una estructura de bloques subangulares de tamaño fino a medio, siendo más compacto que A1, su límite fué claro y ondulado. El horizonte AB presentó un color pardo-rojizo oscuro, con una estructura en bloques subangulares de tamaño fino a medio y de textura al tacto arcillosa, con un límite claro y abrupto.

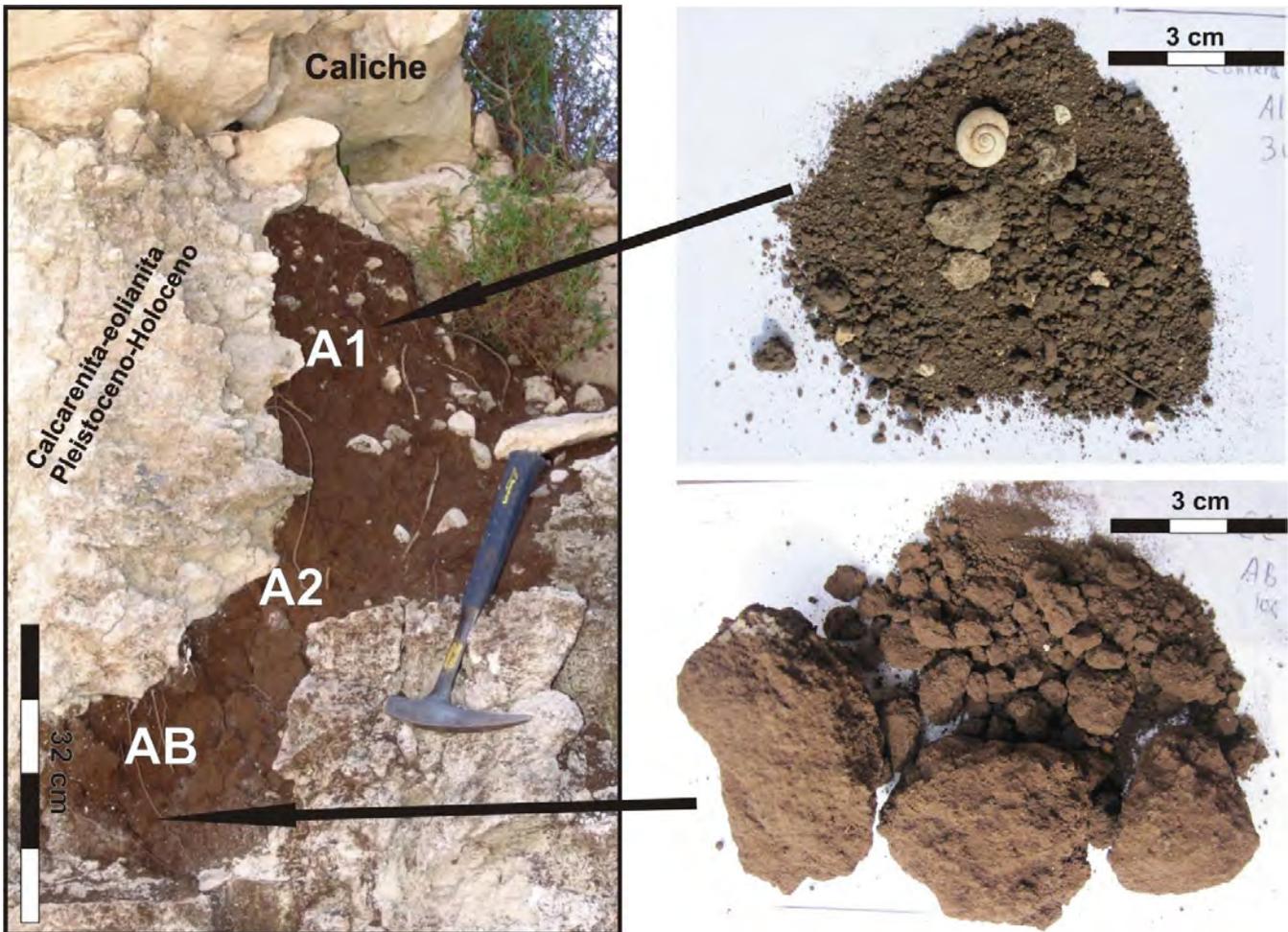


Figura 33. "Relenos de bolsa kárstica" o pedosedimentos de la Cantera 1 (Q1).

En el sitio Cantera 3 (Q3)  $-N20^{\circ} 58' 10.5''$ ;  $W86^{\circ} 51' 57.4''$ , se estudiaron dos "bolsas". La bolsa del sitio Cantera 3.1 (Figura 34), fue reconocible debido a un árbol anclado a la parte superior de los rellenos, siendo clasificados sus horizontes genéticos como AB/Bw1/Bw(t)2. El horizonte AB (0-140 cm) presentó un color pardo-rojizo oscuro, con tendencia a formar bloques subangulares medios, que fragmentaron en agregados granulares (la presencia de clastos de calcarenita y caliche en su región superior central, con ordenamiento de "rompecabezas" dió evidencia del colapso del material carbonatado sobreyacente). Presentó textura limo-arcillosa al tacto con fragmentos de clastos de calcarenita-eolianita y caliche tamaño grava (presentes en un 40%). Límite claro y ondulado. Tanto los horizontes Bw1 y Bw(t)2 presentaron propiedades muy similares. Ambos horizontes poseyeron un color rojizo (10YR 5/3) muy distintivo del horizonte AB sobreyacente. En dichos horizontes, la estructura fue de bloques subangulares de tamaño medio a fino, presentando algunas facetas de fricción-presión. Fué muy distinguible la diferencia entre la textura al tacto del horizonte Bw1 y el Bw(t)2, dado que en éste último se registró como arcillosa. Los clastos de carbonatos subangulares provenientes de la calcarenita fueron menos abundantes a profundidad. Límite claro y abrupto. Las raíces gruesas y medias fueron abundantes en toda la estructura (algunas presentaron rasgos de ser sustituidas por carbonatos, rizoconcreciones). La reacción al HCl fué baja, salvo en las zonas donde se registró el contacto directo con los clastos de carbonatos.

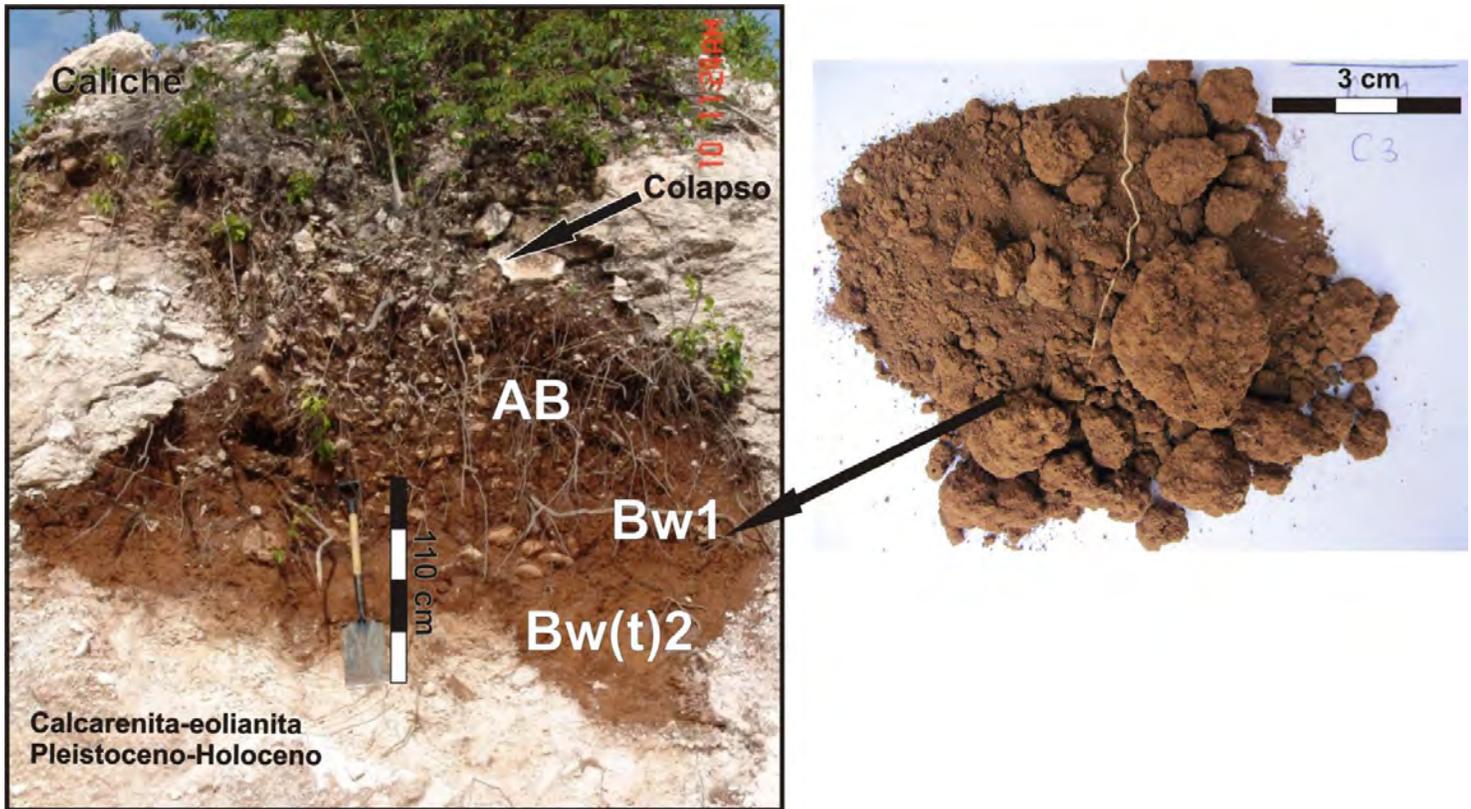
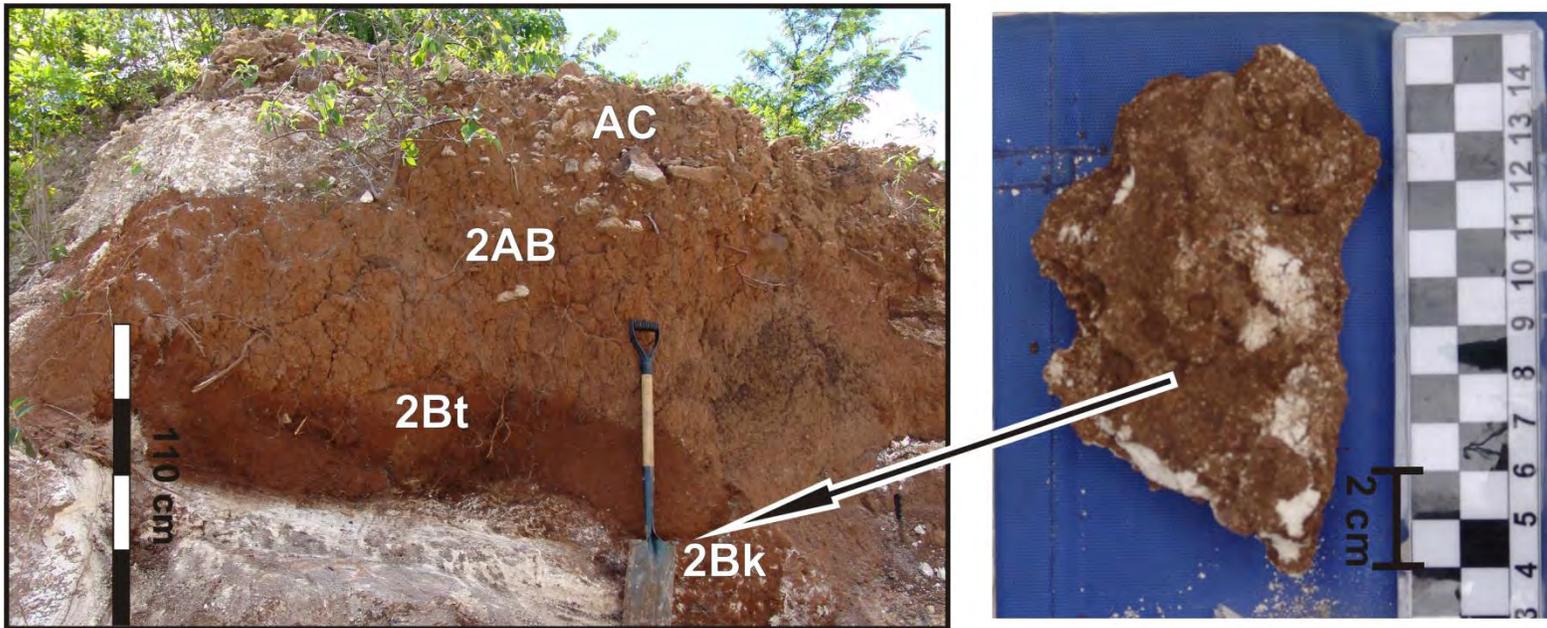


Figura 34. "Rellenos de bolsa kárstica" o pedosedimentos del sitio Cantera 3.1. Cantera 3 (Q3).

En la "bolsa" del sitio Cantera 3.2 (Q3)  $-N20^{\circ} 58' 10.5''$ ;  $W86^{\circ} 51' 57.4''$ - (Figura 35), fueron reconocidos los horizontes genéticos AC/2AB/2Bt1/2Bt2/2Bk. El horizonte AC (0-40 cm) fue de color pardo oscuro (7.5YR 3/3), de textura limo-arenosa con presencia de fragmentos de carbonatos con una presencia cercana al 50%; límite claro y ondulado. El horizonte 2AB (40-120 cm) presentó una coloración más oscura que el horizonte AC sobreyacente (7.5YR  $\frac{3}{4}$ ) y poseyó una estructura en bloques subangulares finos, su textura al tacto fue limosa. El horizonte 2Bt (120-155 cm) presentó un color rojizo (10YR 5/3), con una estructura en bloques subangulares gruesos con tendencia a formar prismas, además de una textura al tacto limo arcillosa. Todos los horizontes, en general, presentaron una pobre reacción al HCl. El horizonte profundo 2Bk (155-205 cm) fue de color pardo rojizo (7.5YR 4/2) con moteados de colores rojizos más claros (10YR 7/3). La reacción al HCl fue mayor que en los horizontes

sobreyacentes, dada la mayor presencia de carbonatos. La presencia de concreciones de Fe-Mn denotó procesos de óxido-reducción.



**Figura 35.** “Rellenos de bolsa kárstica” o pedosedimentos del sitio Cantera 3.2. Cantera 3 (Q3)

La “bolsa” de la Cantera 4 (Q4)  $-N20^{\circ} 44' 27.1''$ ;  $W86^{\circ} 59' 56.2''$ -(Figura 36), presentó una morfología de “pera” que corta a las facies de eolianita-calcarenita, junto con el caliche en la parte superior, el cual rellenó con fragmentos de tamaño bloque la parte superior de la bolsa. La profundidad y anchura máxima de la bolsa fue cercana a los 1.50 m. Los horizontes genéticos son del tipo A1/A2/AB. El horizonte A1 (0-110 cm) presentó textura al tacto limo-arenosa, friable, con una estructura en bloques de tamaño medio, que se fragmentaron en gránulos finos. El color del horizonte fue pardo oscuro (10YR 2/2), con una fuerte reacción al HCl. Los carbonatos incluyeron no solo fragmentos de caliche, también los conformaron bioclastos pertenecientes a las calcarenitas, así como estructuras de gasterópodos del suelo superficial. El límite del horizonte fue gradual y difuso. El horizonte A2 (110-130 cm) fue de un

color pardo oscuro (10YR 2/2), de textura limosa, con estructura en bloques subangulares de tamaño fino a medio, presentando fuerte reacción al HCl. La parte baja del horizonte AB (130-150 cm) se encontró en contacto con una zona de disolución-recristalización de la calcarenita (muy similar al caliche), recubierta por materia orgánica, con lo cual la reacción del HCl no fue tan evidente como en los horizontes superiores. En este último horizonte, se logró separar restos de carbón para su fechamiento por radiocarbono en Beta Analytics, Miami, Florida (Número control Beta250976), obteniéndose una edad no calibrada de  $1100 \pm 40$  años A.P.

Dentro del sitio estudiado también se incluyó la Rendzina que sobreyació al caliche superficial laminar, el cual presentó una profundidad menor a los 20 cm, de color negro grisáceo y con vestigios de quema, presentando una estructura granular moderadamente bien desarrollada (raíces gruesas permitieron la agregación en "racimos").

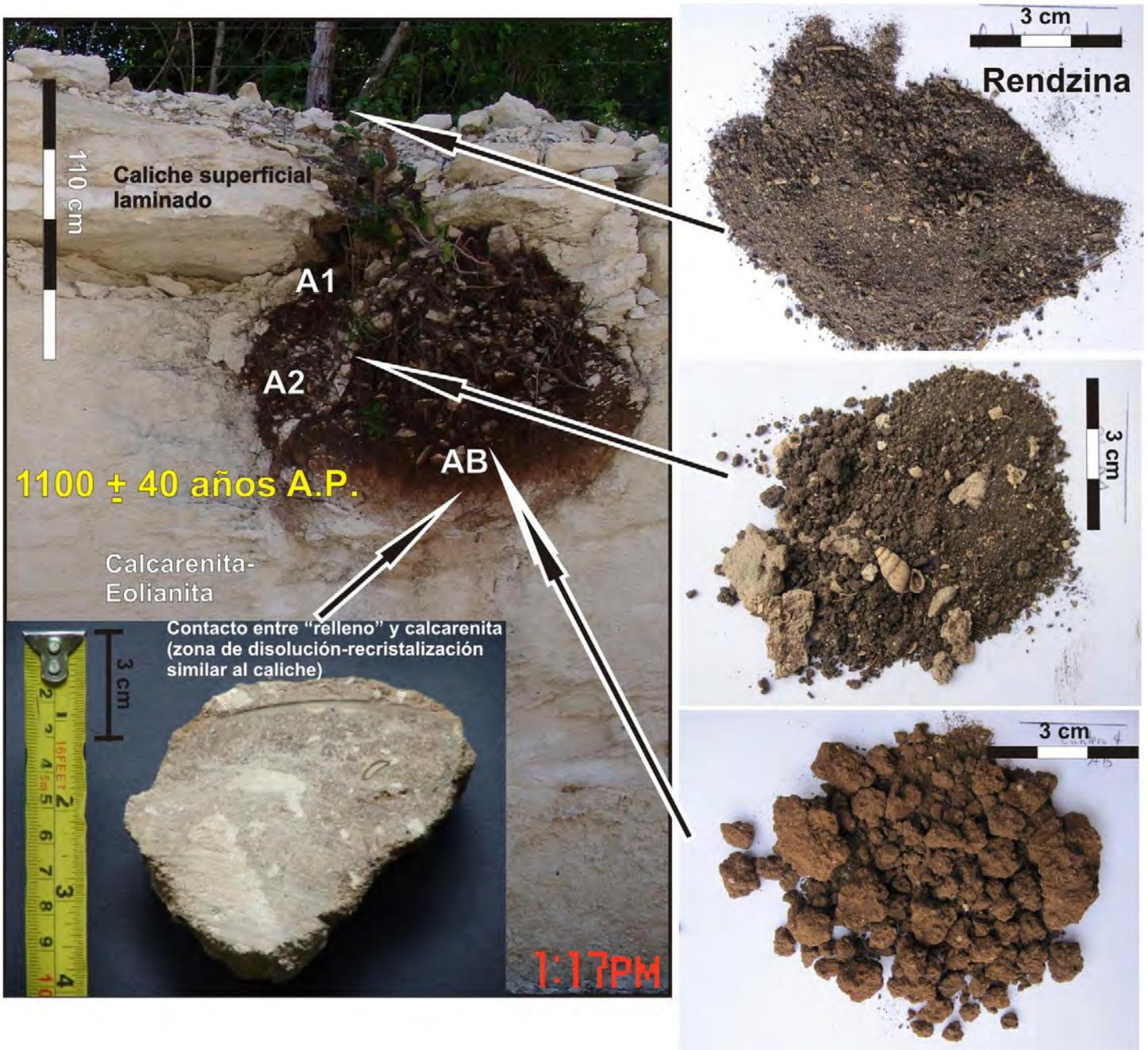


Figura 36. "Rellenos de bolsa kárstica" o pedosedimentos de la Cantera 4 (Q4), incluyendo su Rendzina superficial.

### V.2.2 Micromorfología

La Figura 37 resume los rasgos micromorfológicos descritos en las muestras de "rellenos de bolsas" y Rendzina. En general, se presentaron dos niveles de agregación: el mayor tendió a ser en

bloques subangulares de tamaño medio a grueso, moderadamente desarrollados y parcialmente separados entre si con poros planares; mientras que en el segundo nivel se ubicaron agregados granulares de tamaño fino moderadamente desarrollados, los cuales llegaron a presentar coalescencia y compactación para conformar a bloques subangulares (Figura 38f). Los poros planares dominaron entre los agregados en bloques, aunque en las regiones intraped presentaron morfologías de cámaras y canales. En lo que respecta a la muestra de Rendzina de la Cantera 4, los agregados granulares gruesos y finos con tendencia a formar "migajones" fueron dominantes (Figuras 38 a, b y c). Los espacios porosos fueron de empaquetamiento complejo (dada la mezcla de litoclastos de facies de eolianitas, caliche y material carbonizado). Algunos canales se distribuyen entre agregados granulares moderadamente compactos, que generan bloques subangulares pobremente desarrollados.

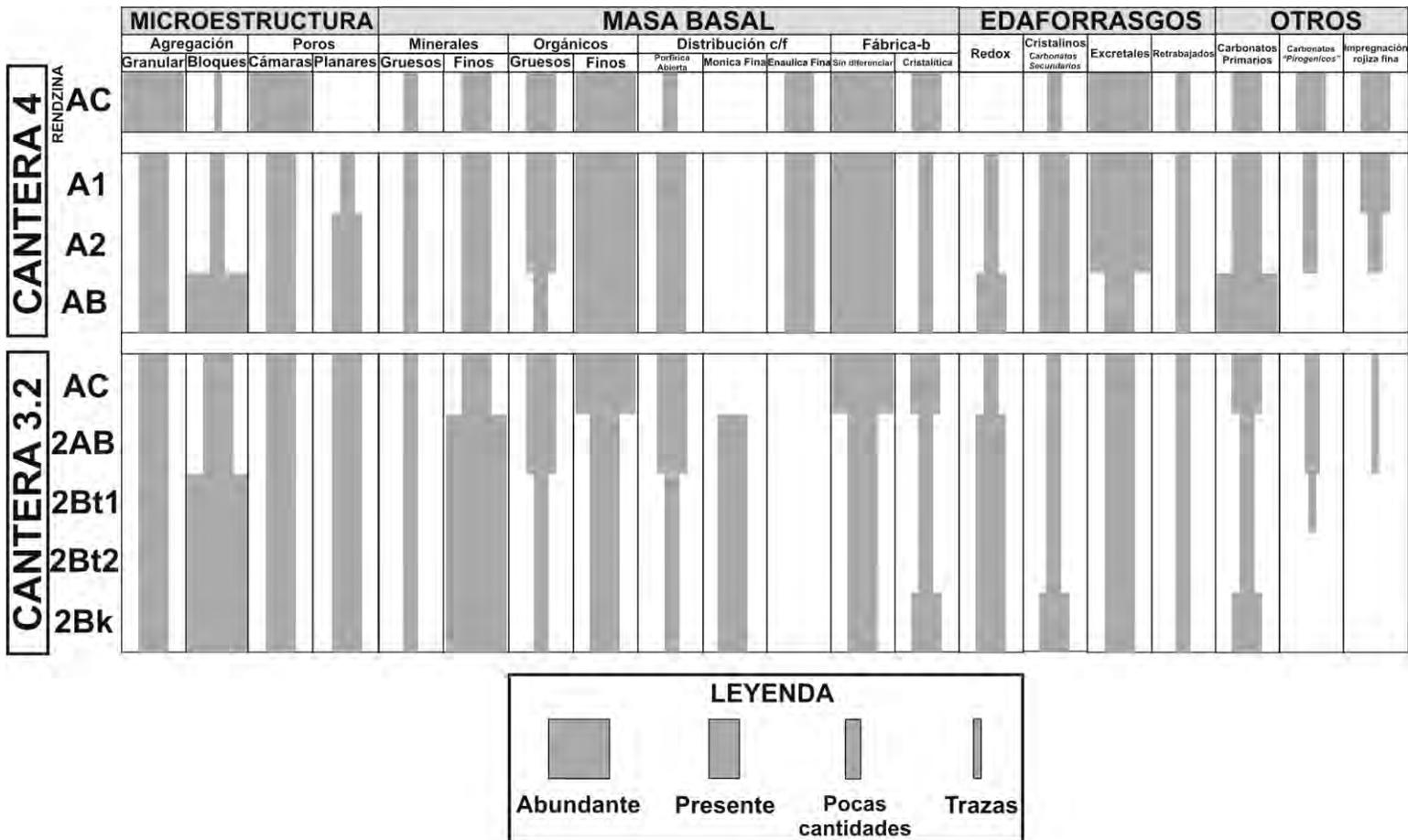


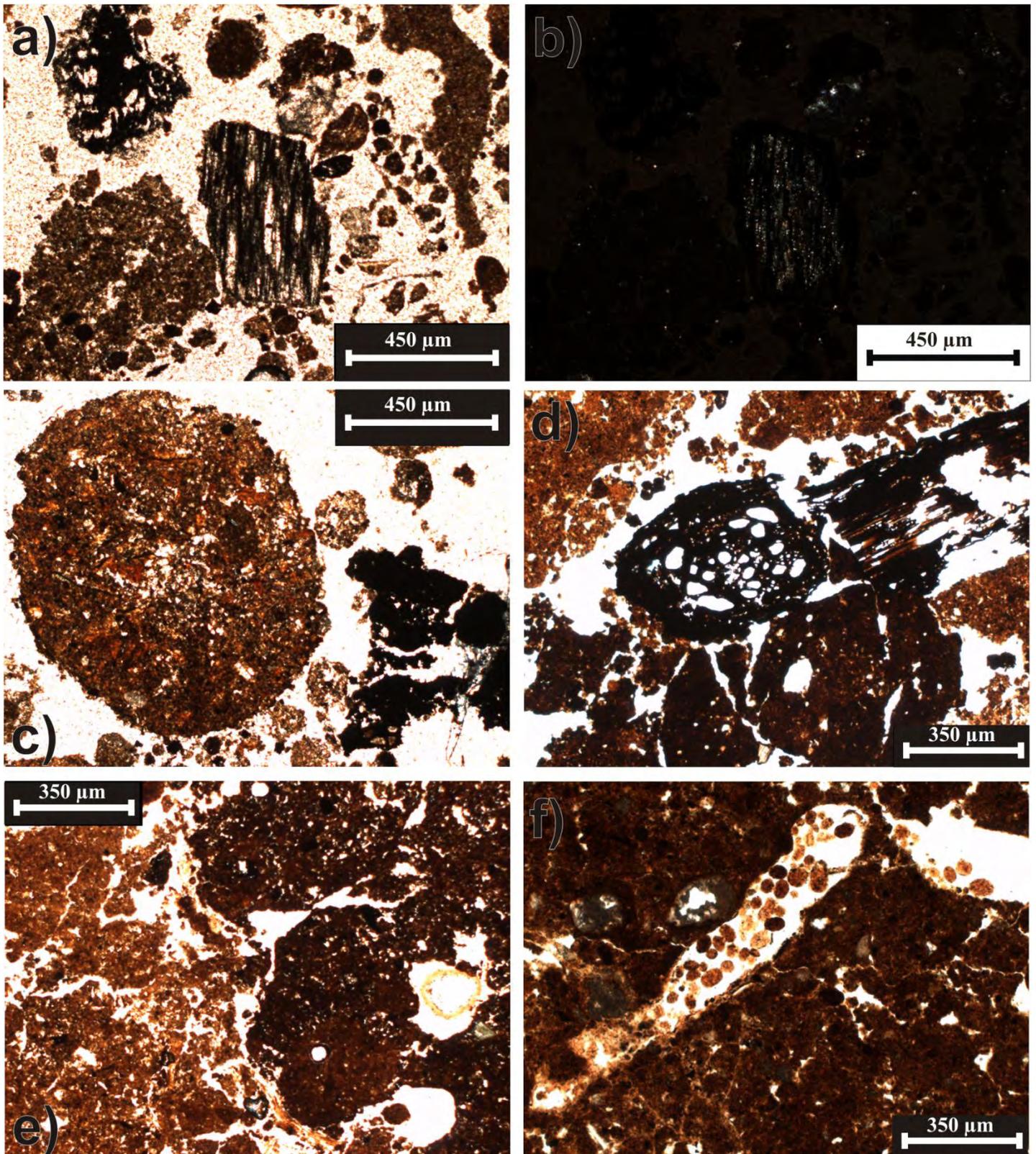
Figura 37. Resumen de los rasgos micromorfológicos observados en "Rellenos de bolsas kársticas" o pedosedimentos y Rendzina (Leptosol Rendzico), de algunas canteras seleccionadas del corredor Cancún-XelHa.

Tanto es los "rellenos de bolsas" con secuencias de horizontes A, como en la Rendzina, la masa basal mostró un patrón c/f (Stoops, 1998) dominado por la fracción fina, oscilando entre el tipo enaúlico fino y el porfírico abierto. En particular, en la Rendzina, se distinguieron regiones con tendencia a un tipo enaúlico espaciado grueso, sobre todo, debido a la conformación de agregados granulares gruesos orgánicos (Figura 38c). El patrón c/f en las "bolsas" profundas (Figura 38h), presentaron en sus horizontes A superficiales, el tipo porfírico abierto, y en los horizontes B la dominancia del mónico fino.

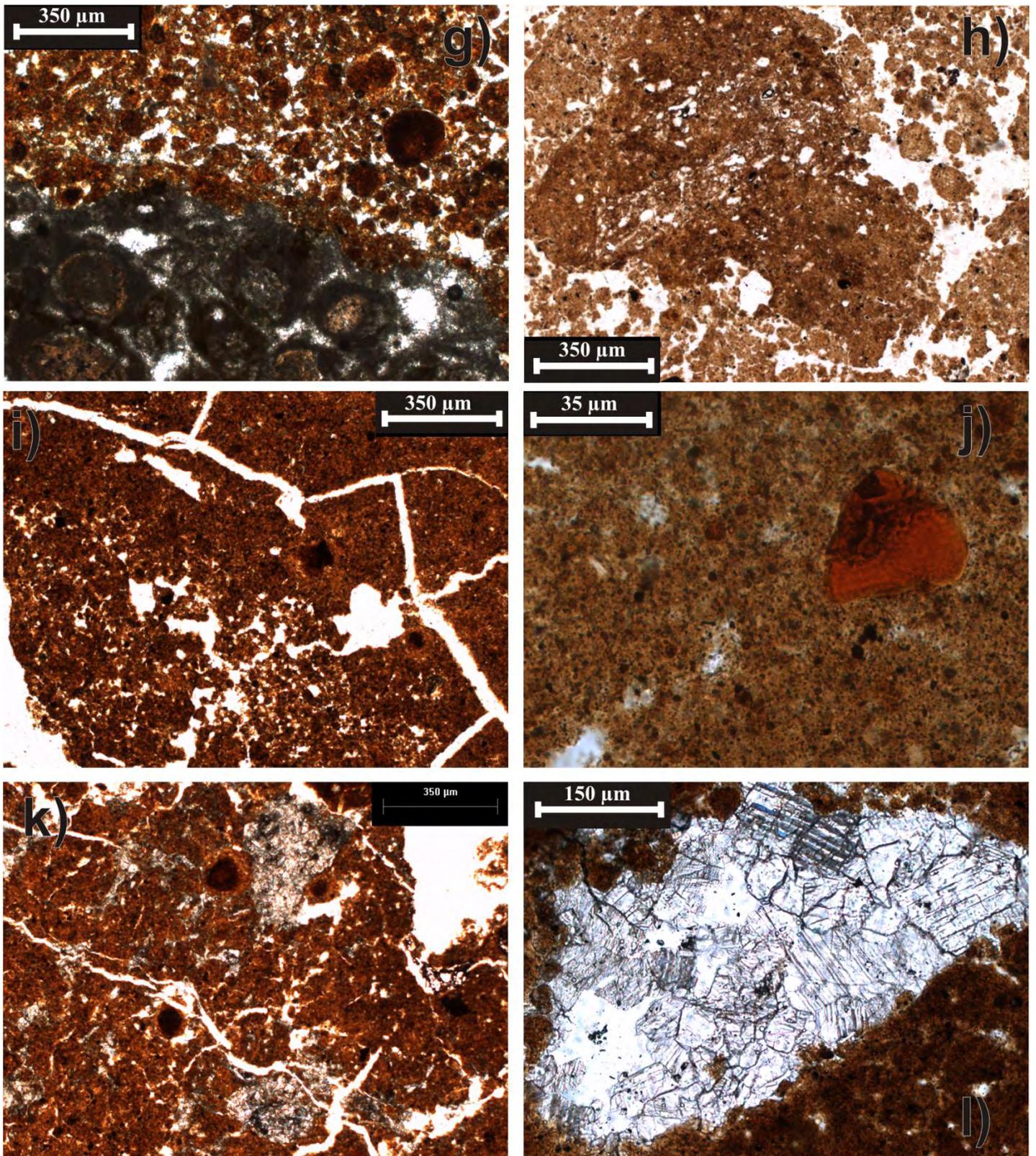
Los componentes minerales gruesos (principalmente, tamaño arena fina) fueron un ensamble de minerales volcánicos y en menor grado componentes cuarzo-feldespáticos. También dentro de los componentes minerales gruesos, se distinguieron carbonatos primarios, conformados por bioclastos. La influencia de estos últimos componentes se observó tanto en los "rellenos" como en la Rendzina. El limo fino y la fracción arcilla fueron los componentes minerales con mayor proporción. En secciones delgadas, los minerales de arcilla presentaron una baja orientación, lo cual también pudo estar afectado por la materia orgánica y los óxidos de Fe que se ubicaron dentro de la fracción arcilla.

Los componentes orgánicos gruesos con diversas fases de degradación, desde cortes de raíces frescas hasta material carbonizado, se encontraron en todas las muestras estudiadas. El material carbonizado fue detectado sobre todo en la Rendzina y los horizontes A de los "rellenos". EL material orgánico fino impregnó a la micromasa tornándola de color pardo oscuro, sobre todo en los horizontes A de los "rellenos", mientras que en la Rendzina alcanzó a construir gránulos migajosos finos.

La micromasa fue descrita, en general, de color pardo-amarillento en todos los "rellenos" (Figuras 38m y n). En la Rendzina fue distinguible una mezcla contrastante de colores pardo-oscuro y pardo-rojizo; la micromasa de color pardo-oscuro se concentró en agregados migajosos finos y



**Figura 38.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y “Rellenos de bolsas kársticas”, en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. Explicación al reverso de la lámina.

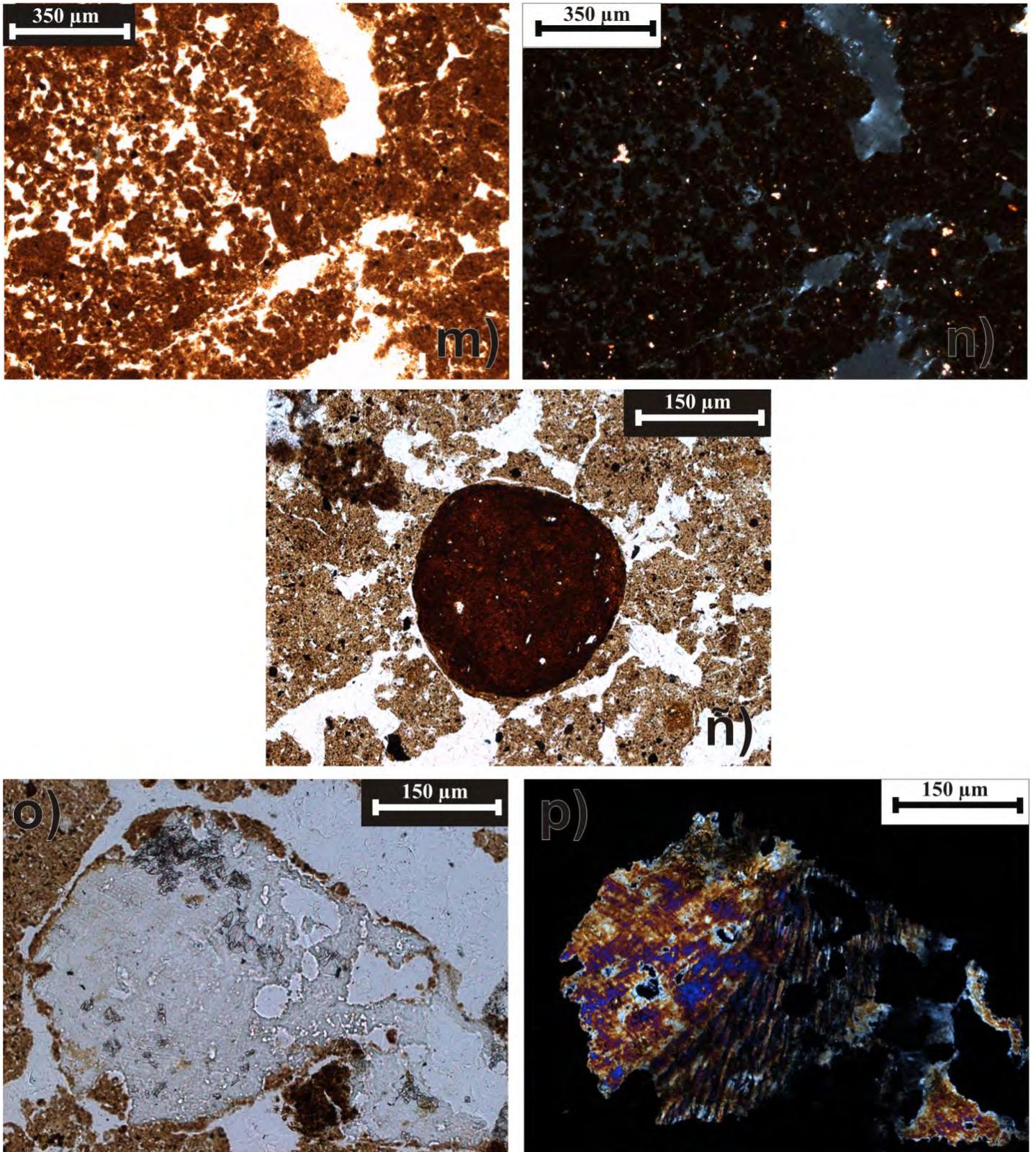


**Figura 38. Continuación.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y "Rellenos de bolsas kársticas", en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. Explicación al reverso de la lámina.

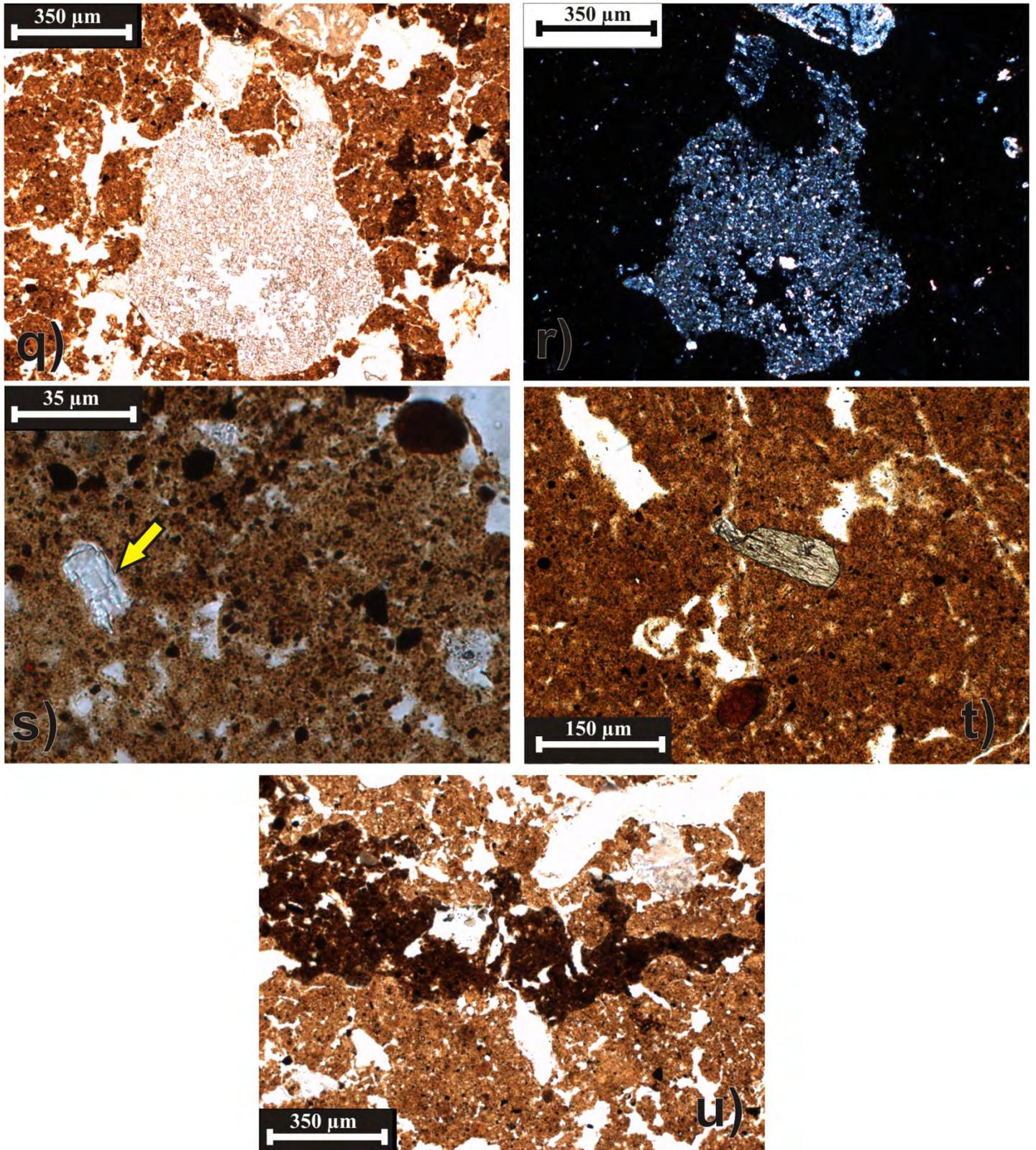
compactos, mientras que en la micromasa de color pardo-rojiza se concentraron algunos agregados granulares gruesos, así como incipientes bloques subangulares (Figura 38h) ricos en óxidos de Fe y minerales arcillosos.

Con respecto al tipo de fabrica-b de los "rellenos", se describió una mezcla de patrones, dominando en las regiones ricas en materia orgánica fina el patrón sin diferenciar, mientras que en aquellas áreas que no fueron tan ricas en material orgánico dominó el patrón cristalítico (debido, a l mosaico de cristales tamaño limo y arena, dado sobre todo por material cuarzo-feldespático y carbonatos secundarios).

Se identificaron edaforrasgos asociados a procesos de óxido-reducción, sobre todo en los horizontes B en regiones medias y profundas de las "bolsas". Así, se presentaron nódulos ferruginosos (de tamaño limo a arena fina) de color rojo oscuro cuyos límites son difusos en la micromasa, lo que sugirió que fueron formados *in situ*. Por otro lado, también se distinguieron nódulos (típicos) ferruginosos de color rojo pálido y con límites muy abruptos con la micromasa (y presentando formas subangulosas a redondeadas), lo que propuso un origen alóctono para los mismos (Figuras 38k y ñ). La presencia de estos últimos nódulos, fue mayor en comparación a los formados *in situ*. Junto con los nódulos alóctonos, se identificaron fragmentos de arcilla orientada retrabajados (Figura 38j) (nombrados *pápuas* por Brewer y Sleeman, 1964) incluidos también en la fracción arena (y en contacto abrupto con la micromasa, mostrándose como hojuelas con bordes subredondeados). No fueron observados recubrimientos de arcilla iluviada continuos, rellenando poros o en contacto con material carbonatado. Tampoco fueron observadas áreas con rasgos de reducción o moteados estágnicos. Rellenos excretales de mesofauna fueron identificables en los horizontes más profundos, al igual que en la Rendzina superficial.



**Figura 38. Continuación.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y "Rellenos de bolsas kársticas", en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. Explicación al reverso de la lámina.



**Figura 38. Continuación.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y "Rellenos de bolsas kársticas", en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. Explicación al reverso de la lámina.

De los carbonatos observados en la masa basal, se distinguieron diversos orígenes. Fueron identificables fragmentos de carbonatos de litoclastos de facies del cordón litoral y de caliches, principalmente en los horizontes A (Figuras 38g, o y p). Con respecto a los carbonatos secundarios, y que son clasificados como edaforrasgos cristalíticos, se presentaron dos morfologías:

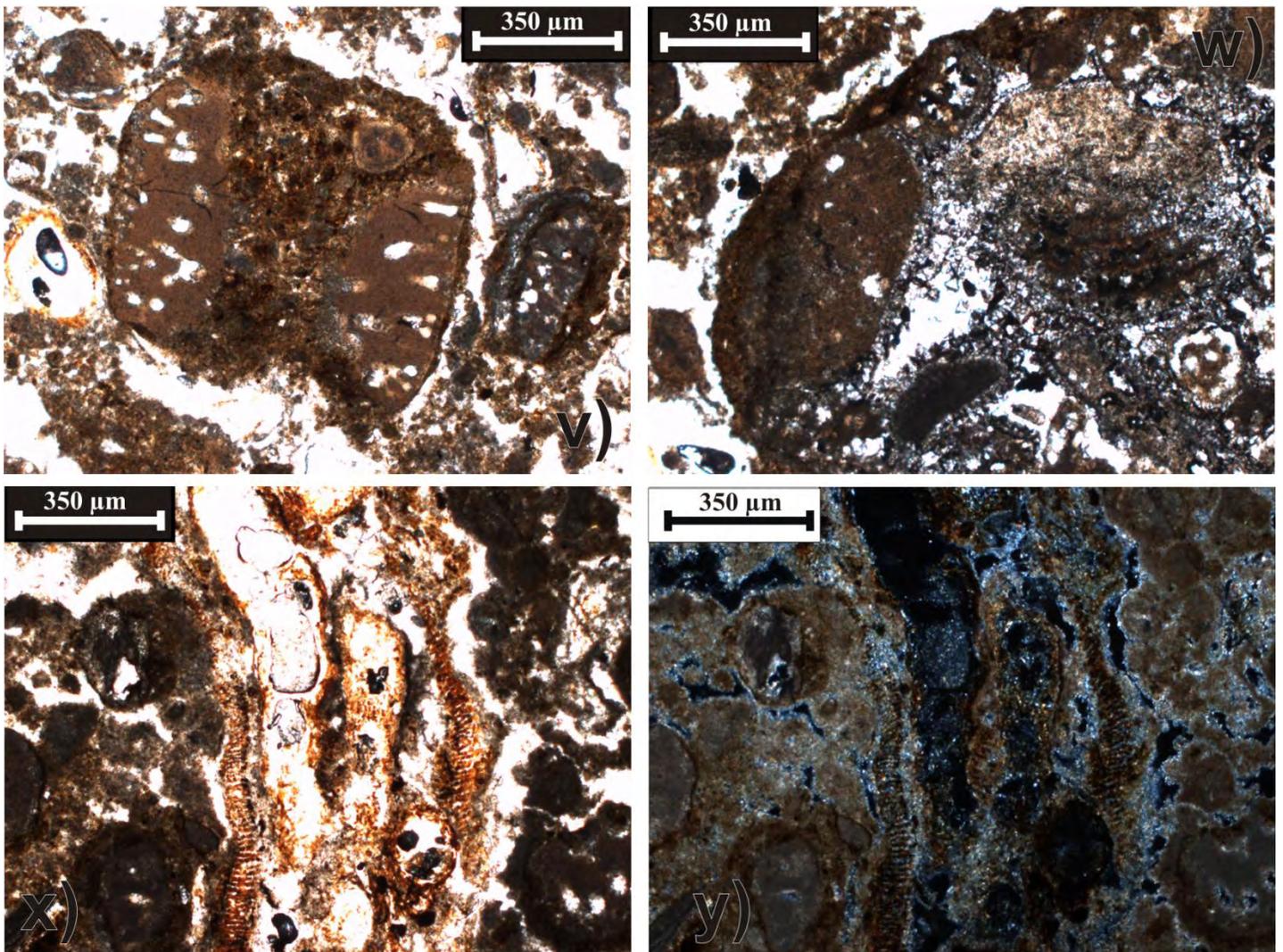
- (1) En la región inferior del horizonte 2Bk del sitio Cantera 3.2, se observaron rellenos esparíticos, con presencia de maclado polisintético, ocupando el espacio interagregados (Figura 38l).
- (2) En la parte superficial de los horizontes (principalmente A, AB y algunos Bt) se encontraron carbonatos de tipos micrítico y microesparítico con límites irregulares y en ocasiones, asociados a fragmentos de bioclastos o de caliche (Figura 38q y r). Dichos rasgos se interpretaron como fragmentos de roca carbonatada recristalizada debido a sobreexposición al fuego (G. Stoops, comunicación personal 2008 y 2009).

Se logró distinguir una tercera clase de carbonatos, presentes sobre todo en la Rendzina, los cuales también se encontraron asociados al segundo tipo mencionado en el anterior párrafo. Se trata de carbonatos microesparíticos diseminados alrededor o sustituyendo, en parte, a estructuras vegetales carbonizadas (Figuras 38a, b y q).

Con respecto a la calcarenita que subyace a los rellenos de bolsas, los aloquímicos fueron dominantes, compuestos por estructuras ooidales y bioclastos (que en su mayoría, se encontraron conformados por micrita). Dentro de los bioclastos se lograron identificar restos de foraminíferos y fragmentos de conchas. De acuerdo a la clasificación de Dunham (1962) corresponde a una roca en transición tipo *wackstone-packstone*, mientras que en la clasificación de Folk (1959, 1962) se ubica como una *oomicrita* (debido a que los ooides fueron el aloquímico dominante). Fue llamativa la presencia del color "rosado" en algunas regiones de los aloquímicos mencionados, junto con parte del cementante de

la roca (compuesto por esparita y microesparita) al observarlos con luz polarizada plana (Figura 38g). Ward (1970, 1973) sugirió que dicha coloración es dada por la liberación de  $MgCO_3$ , debido a la diagénesis en la zona vadosa.

En lo que corresponde a la zona de contacto entre el horizonte AB del "relleno" del sitio Cantera 4 (Q4) y la calcarenita, las láminas delgadas mostraron la interacción entre restos de raíces de color pardo oscuro-rojizo y la parte carbonatada primaria de la calcarenita (Figuras 38x y y). Dicha interacción creó una agregación granular incipiente, en comparación con los horizontes de "rellenos" sobreyacientes. Otro rasgo distintivo fue el aumento de la presencia de la esparita entre los componentes aloquímicos.



**Figura 38. Continuación.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y "Rellenos de bolsas kársticas", en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. Explicación al reverso de la lámina

### ***V.2.3 Cuantificación de fracciones minerales de arena, limo y arcilla***

La Figura 39 muestra la distribución de las fracciones minerales estudiadas. La fracción con mayor concentración fue la arcilla, que se ubicó en porcentajes entre 54% y 80%. En general, los horizontes con mayor porcentaje de arcilla fueron los horizontes A. Los menores porcentajes se encontraron en los horizontes Bw(t)<sub>2</sub> y 2Bk de los sitios Cantera 3.1 y Cantera 3.2, respectivamente (en valores cercanos al 55%).

El limo fue la fracción que siguió en concentración a la arcilla, en porcentajes entre 19% y 33%. La concentración más homogénea se presentó en la "bolsa" de la Cantera 1 (26%-29%), mientras que en el resto de los "rellenos" las discontinuidades entre horizontes fueron más abruptas.

La arena fue la fracción más empobrecida, encontrándose algunas tendencias interesantes, sobre todo en los rellenos de las Canteras 3.1, 3.2 y 4, donde fue muy claro el aumento abrupto de la concentración de arena en el horizonte más profundo (los rellenos de la Cantera 1 mostraron una tendencia inversa). Los valores máximos se encontraron en los horizontes Bw(t)2 (12%) y 2Bk (18%).

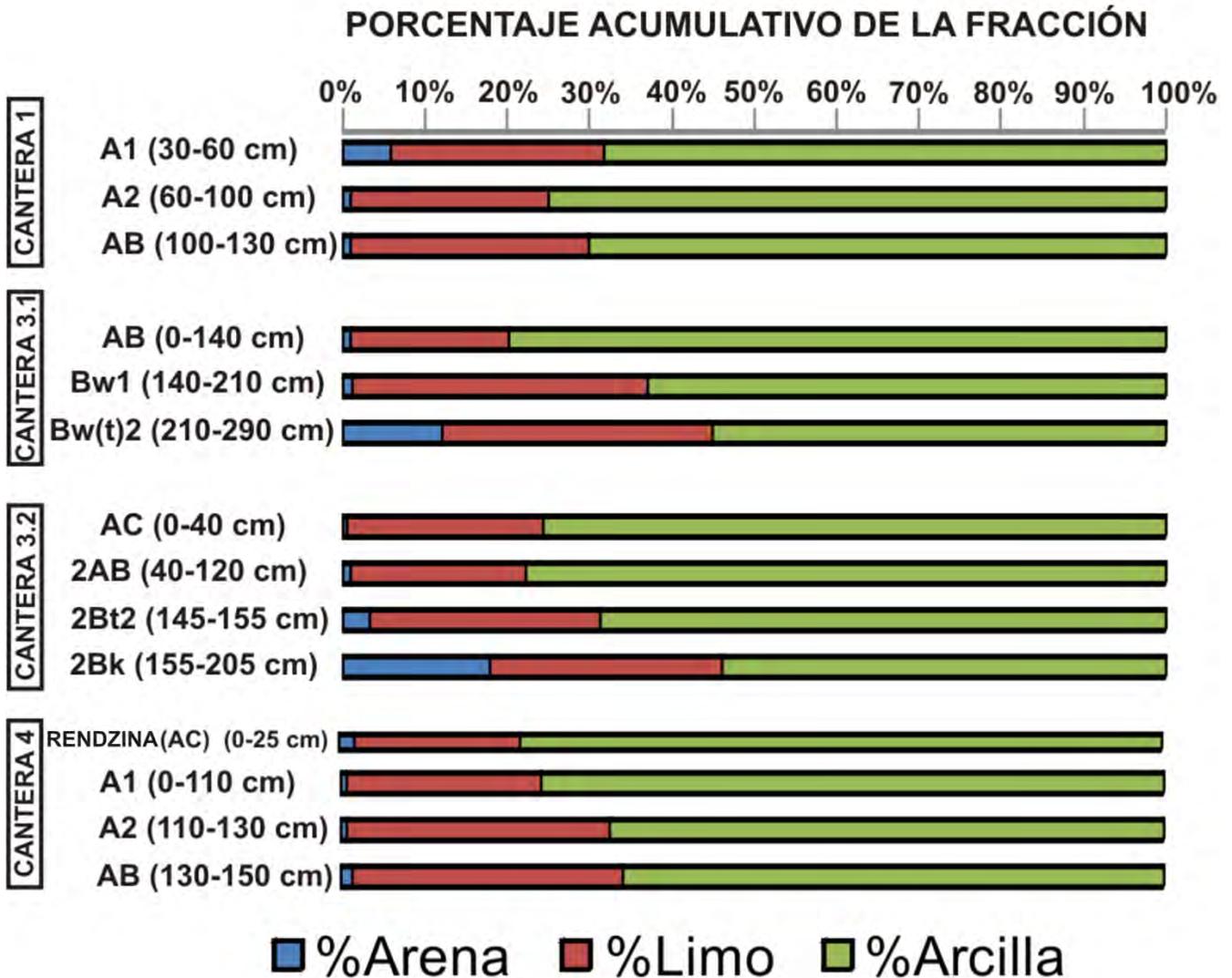


Figura 39. Porcentaje de fracciones minerales de arena, limo y arcilla de las canteras estudiadas a lo largo del Corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.

## **V.2.4 Mineralogía**

### **V.2.4.1 Mineralogía de arena**

En la Figura 40 se muestran las especies minerales encontradas en los rellenos de bolsas kársticas y la Rendzina superficial asociada a la bolsa de la Cantera 4. Excepto por la Rendzina del sitio Cantera 4 (donde dominó el cuarzo en un 15%), en los horizontes estudiados la especie mineral predominante fue la plagioclasa de composición intermedia (con índice de refracción  $n \sim 1.54-1.56$ ). Las plagioclasas presentaron superficies de intemperismo (Figura 41m, n y ñ). En general, los granos presentaron la tendencia a ser angulosos y subangulosos. El feldespató alcalino se ubicó principalmente en los horizontes Bt del sitio Cantera 3.2 (19-21%), mientras que su presencia fue baja en la Rendzina de la Cantera 4 (2%). El feldespató alcalino presentó cristales euhedrales con ligeros rasgos de intemperismo en sus planos de cruce. El vidrio volcánico mostró máximos en los horizontes AB del sitio Cantera 3.2 (18%) y AB del sitio Cantera 4 (13%), mientras que en el resto de los horizontes estudiados, su relevancia disminuyó considerablemente (1.19-8.7%). Fue trascendente que en algunos horizontes como los AC y AB del sitio Cantera 3.2, se encontraron fragmentos de vidrio de hasta 350  $\mu\text{m}$  de longitud con estructura vesicular. Anfíboles y piroxenos se hallaron en porcentajes que oscilaron entre el 0.3 y 9%, con mayor presencia en los horizontes A de los sitios Cantera 1 y Cantera 4, mientras las menores proporciones se ubican en los horizontes Bt de la Cantera 3.2 y en la Rendzina del sitio Cantera 4 (3% y 0.3% respectivamente).

Las micas fueron pobremente representadas (con un porcentaje promedio del 2%), y no se observaron en todos los horizontes estudiados. No fueron detectadas en los horizontes Bt.

Los minerales del grupo de la epidota (zoisita y clinozoisita, identificables por sus colores de interferencia anómalos del azul índigo al ultra-azul) fueron encontrados en todas los horizontes de los "rellenos". Las mayores concentraciones (2-3.5%) se denotaron en los horizontes A2 y AB de las Canteras

1 y 4, respectivamente. Se distinguieron dos morfologías principales: fragmentos angulares con superficies de disolución y cristales euhedrales (que ostentan estructuras de reloj de arena) con maclas de penetración (Figura 41g). Es importante hacer notar que la variedad pistachita (con su elevada birrefringencia) se encontró tanto en los "rellenos" como en la fracción arena del residuo insoluble de la calcarenita, aunque en un porcentaje ínfimo en éste último.

El circón se distribuyó de manera regular en la mayoría de los horizontes, aunque la mayor concentración (1.2%) estuvo en el horizonte AC del sitio Cantera 3.2. Dicho mineral presentó formas angulares e inclusive cristales bipiramidales. El rutilo y el granate fueron muy escasos (con presencia inferior al 0.6%). Los cristales de granate presentaron formas de redondeadas a subredondeadas, mientras que el rutilo se encontró en fragmentos angulosos (Figura 41h y 41j, respectivamente).

También se detectaron algunos edaforrasgos, como los fragmentos de arcilla re TRABAJADA (con una birrefringencia débil) y que se encontraron sólo en horizontes A, donde su presencia no excedió el 1.3%. En lo que respecta a las Rendzina de la Cantera 4, la fracción arena fue dominada por restos de material orgánico, tanto fresco (caracterizado por una alta birrefringencia) como degradado (isotrópico). Particular relevancia tuvieron los fragmentos de carbón, dado que éstos dominaron en una proporción mayor al 25%. Adicionalmente, se hallaron restos de fitolitos, espículas de esponjas, esporas y polen, aunque en conjunto, su presencia no fue mayor al 0.8%.

V CANTERAS DEL CORREDOR CANCÚN-XELHA: "RELLENOS" DE BOLSAS KÁRSTICAS Y RENDZINA (LEPTOSOL RENDZICO)

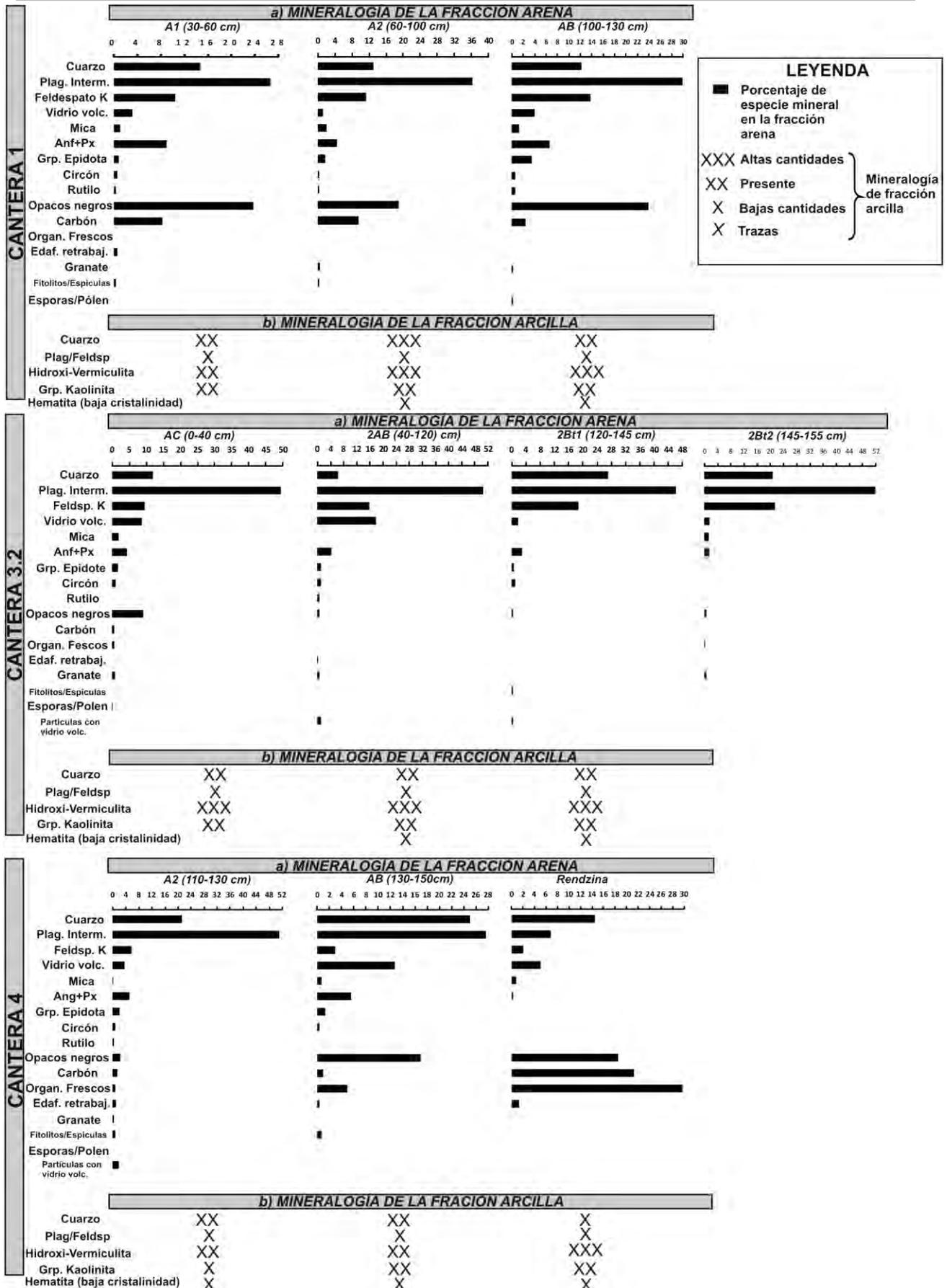


Figura 40. Mineralogía de "Relenos de bolsas kársticas" y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.



Figura 41. Granos de fracción arena montados por el método de inmersión de "Rellenos de bolsas kársticas" y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras estudiadas en el corredor Cancún-XelHa. Las figuras m, n y ñ, corresponden a observaciones con Microscopio Electrónico de Barrido.

#### **V.2.4.2 Mineralogía de limo**

Mediante la preparación de una muestra orientada, la difracción de rayos X mostró que el componente principal es el cuarzo, con algunas trazas de hidroxivermiculita-interestratificada y minerales kaolínicos (Figura 42b).

#### **V.2.4.3 Mineralogía de arcilla**

La interpretación de los difractogramas de rayos X, tanto en "rellenos" como en la Rendzina, de muestras orientadas reveló la presencia de dos fases de minerales de arcilla dominantes: vermiculita y kaolinita. La vermiculita se logró identificar por el pico de 14 Å (Figura 42a), el cual no sufrió alteración después del tratamiento con etilenglicol, pero sí un ligero desplazamiento hacia ángulos mayores debido al calentamiento a 550 °C. Dicho desplazamiento presentó un máximo cercano a los 12 Å (y no a los 10 Å, como correspondería a una vermiculita pura), lo cual supone la existencia de capas de hidróxido de aluminio entre la estructura 2:1 del mineral. Según Barnhisel (1977), dicha fase mineral se interpreta como una vermiculita hidroxivermiculita-interestratificada.

La fase perteneciente al grupo de la kaolinita se describió debido al pico de 7 Å (Figura 42a), el cual fue estable en los tratamientos con etilenglicol y con calentamiento a 400 °C (lo cual confirmó que no sólo se trata del pico de segundo orden de la vermiculita). Dicho pico desapareció después del calentamiento a 550 °C. Otras fases minerales identificadas fueron el cuarzo y los feldespatos, junto con hematita de baja cristalinidad (ubicada con el método Step Scan en muestras sin tratamiento con ditionito-citrato bicarbonato, en el intervalo angular  $2\theta$  de 4° a 40°, con sus máximas intensidades en picos poco definidos de 3.67 Å, 2.704 Å y 2.513 Å).

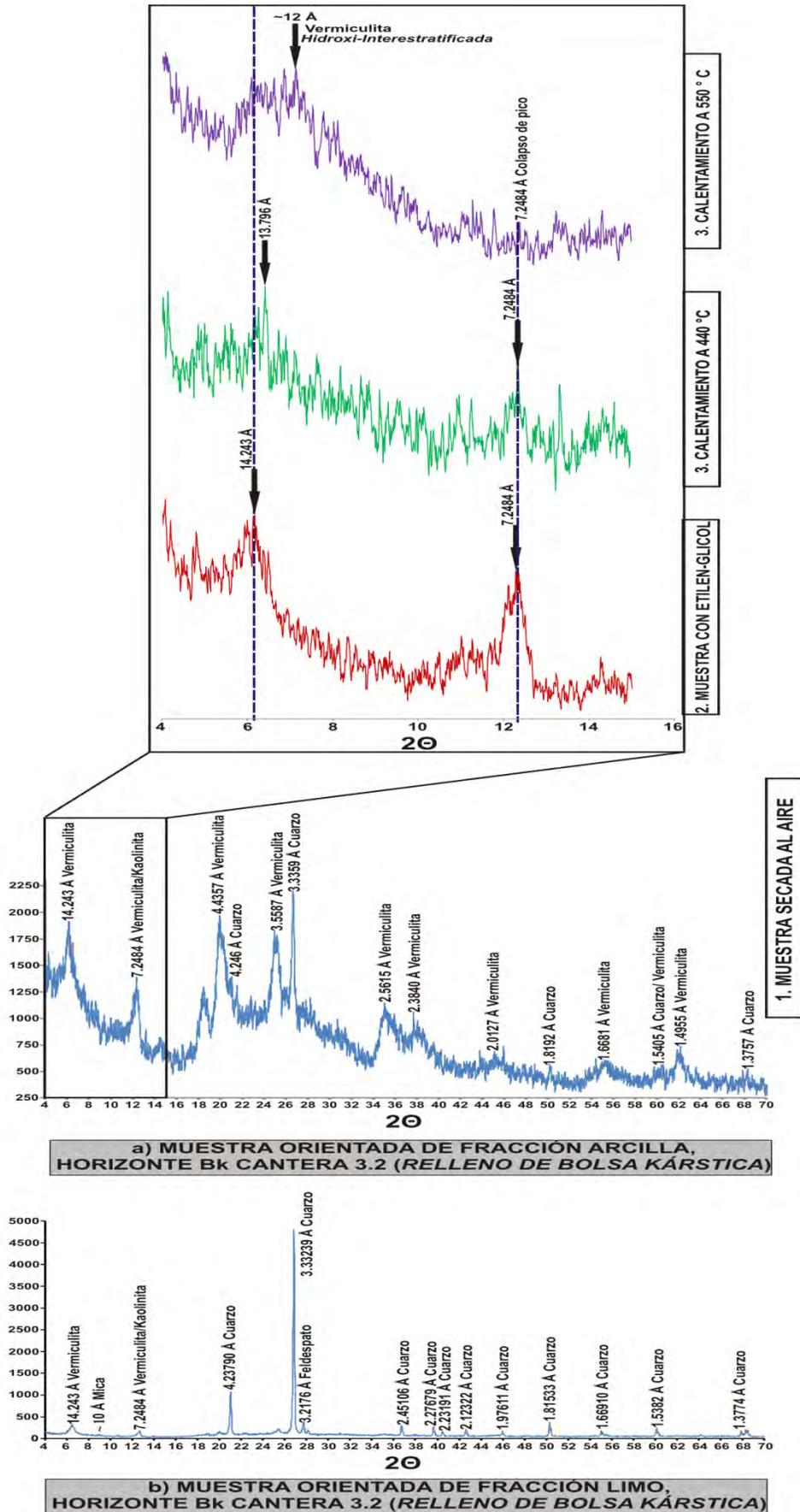


Figura 42. Difractogramas de la fracción arcilla y limo de muestras típicas de "Rellenos de bolsas kársticas" y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.

## **V.2.5 Propiedades químicas de suelos**

### **V.2.5.1 pH en agua y NaF, Carbono orgánico y Carbonato de calcio**

La Figura 43 muestra los gráficos del pH (en agua y NaF) medidos. En general, en agua, todas las muestras mostraron la tendencia a una reacción básica (con valores entre 7.18 y 8.13). En la región media de los "rellenos" de las Canteras 1 y 3.2 se presentaron ligeros incrementos del pH en agua. Por el contrario, en los rellenos de las Canteras 3.1 y 4 los horizontes de las regiones medias presentaron pH más bajo que los horizontes superficiales (incluyendo la Rendzina). En los "rellenos" de la bolsa de la Cantera 4 fue dominante el pH básico (muy cercano al presentado por la Rendzina superficial).

En cuanto al pH en NaF, los patrones encontrados fueron muy particulares para cada perfil de "rellenos". Los valores oscilaron entre 8.9 y 10. En los "rellenos" de la Cantera 1 se notó un descenso en los valores con la profundidad, por el contrario en la Cantera 3.1 se observó el incremento del pH. En el sitio Cantera 3.2, también fue distinguible en su región superior el descenso del pH, para después encontrarse con discontinuidades en los horizontes 2Bt, a partir de los cuales el pH se incremento hasta el horizonte 2Bk más profundo. El sitio Cantera 4 mostró el incremento del pH a través de la Rendzina y hasta el horizonte A1 superficial del "relleno" de bolsa, a partir de dicho horizonte el pH disminuyo hasta el horizonte más profundo en contacto con las calcarenitas de facies de eolianita.

En general, todos los análisis mostraron la disminución del Carbono orgánico con la profundidad. Existió una diferencia contrastante de valores, y se ubicó entre la Rendzina superficial de la Cantera 4 y los horizontes de "rellenos" subyacentes. El descenso abrupto de 25% de Carbono orgánico en la Rendzina, a 12% en el horizonte A1 es algo a resaltar. Las diferencias en el contenido de Carbono orgánico en el resto de las muestras no distinguieron cambios tan contrastantes. Fue interesante el distinguir las discontinuidades presentes sobre todo en el sitio Cantera 3.2, donde en el horizonte 2Bt1

se tuvo un descenso en el porcentaje de Carbono Orgánico (1.43%), que después se incrementó a profundidad dentro del segundo horizonte Bt (2Bt2-3.29%).

En cuanto al porcentaje de Carbonato de Calcio, el sitio Cantera 1 mostró la disminución de dicho compuesto con la profundidad, siguiendo las mismas tendencias que el pH con NaF y el Carbono Orgánico. Los "rellenos" del sitio Cantera 3.1 mostraron una imagen especular de la tendencia del pH con agua y del contenido de Carbono Orgánico. En dicho sitio, se observó el aumento del  $\text{CaCO}_3$  hacia la parte media del perfil (horizonte Bw1), para después disminuir abruptamente en el horizonte Bw(t)2 más profundo. El sitio Cantera 3.2, mostró un patrón muy similar al del pH con NaF (disminución progresiva hacia los horizontes 2Bt, y el incremento en el horizonte 2Bk). En parte, el comportamiento del  $\text{CaCO}_3$  es similar al del porcentaje de Carbono orgánico, salvo en el horizonte 2Bt2 (donde el Carbono Orgánico presentó un incremento con respecto a los horizontes sobre y subyacentes, mientras en el  $\text{CaCO}_3$  denotó una disminución constante con el horizonte 2Bt1). La región baja del sitio Cantera 3.2 el contenido de carbonatos fue una imagen especular (presentando la máxima concentración de todo el perfil) del pH en agua y el Carbono Orgánico. En cuanto al sitio Cantera 4, la Rendzina mostró la mayor concentración de  $\text{CaCO}_3$  de todo el perfil, disminuyendo abruptamente su concentración en los horizontes de "rellenos" , los cuales aumentan un poco la presencia de carbonatos en la región más profunda en contacto con la eolianita (en general, la distribución de  $\text{CaCO}_3$ , sigue el mismo patrón gráfico que el pH medido en agua y en parte el porcentaje de Carbono orgánico).

V CANTERAS DEL CORREDOR CANCÚN-XELHA: "RELLENOS" DE BOLSAS KÁRSTICAS Y RENDZINA (LEPTOSOL RENDZICO)

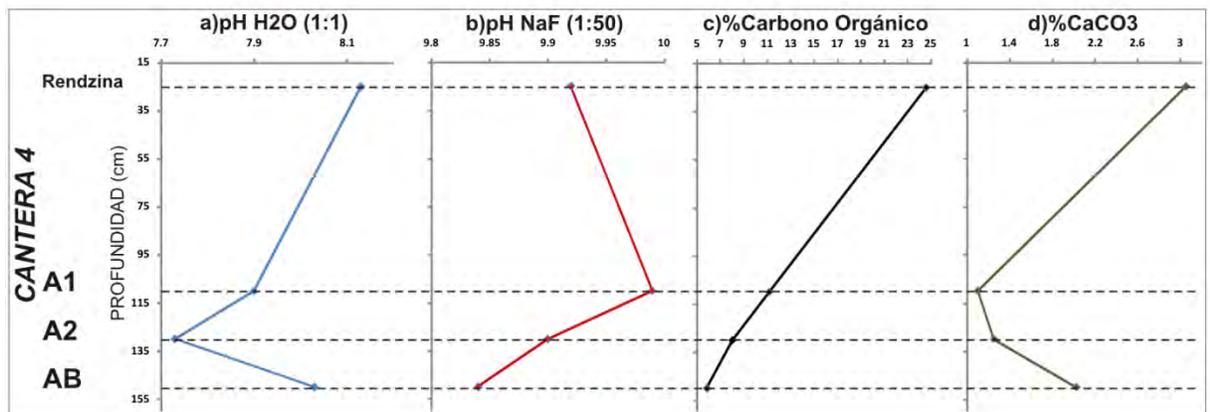
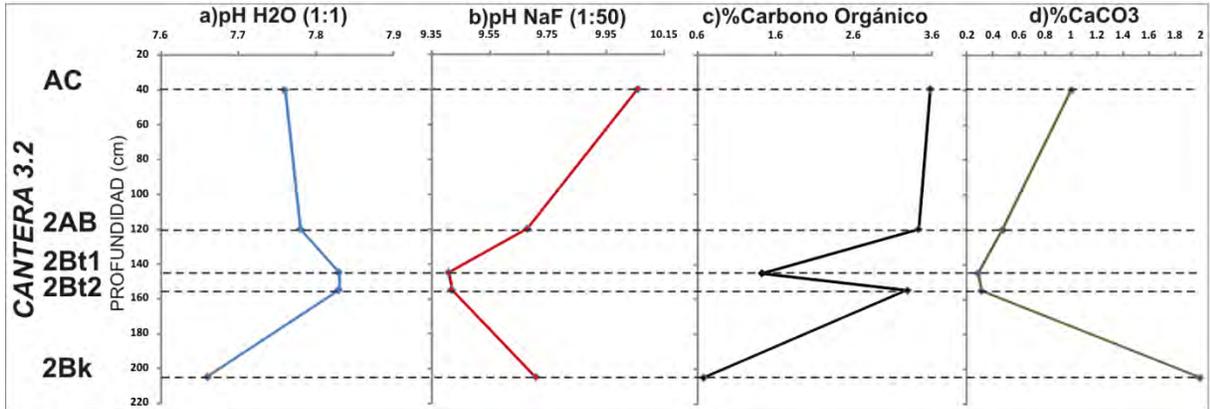
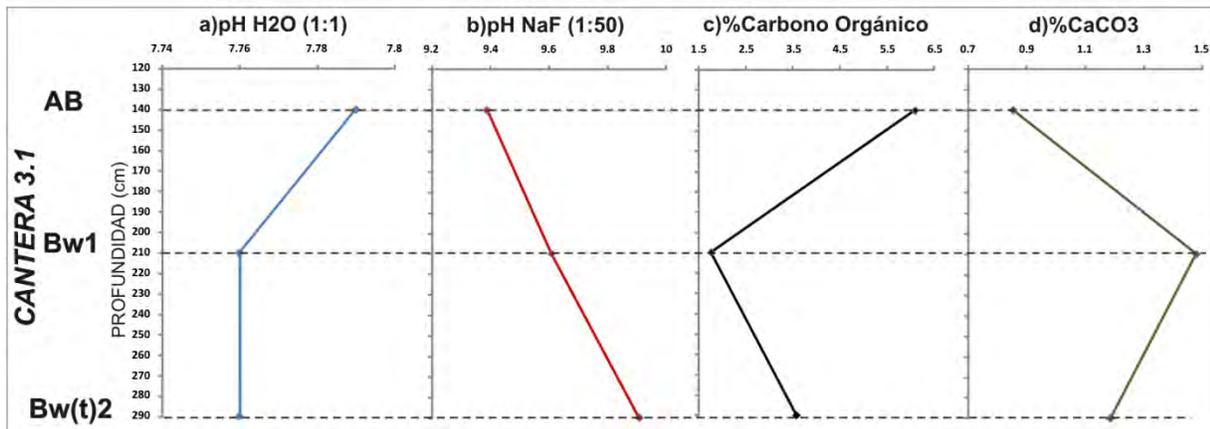
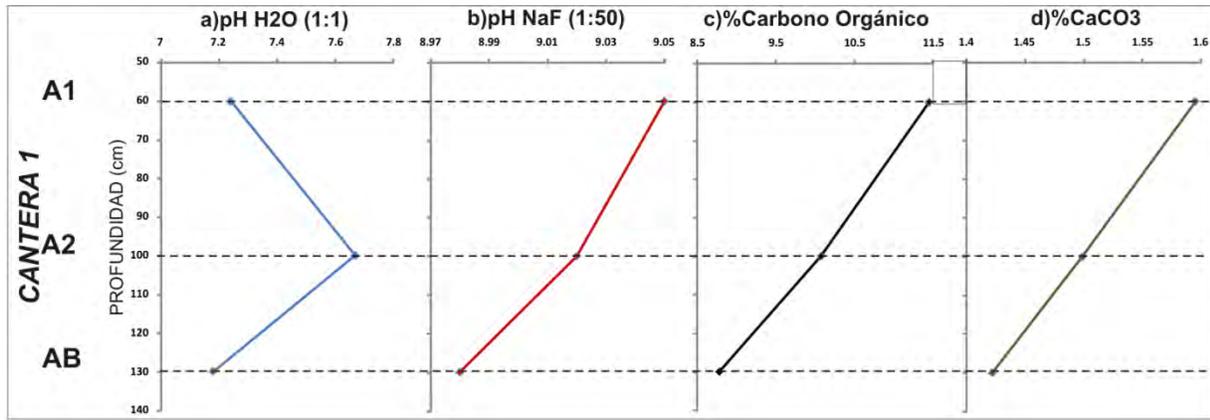


Figura 43. pH en agua y en NaF, porcentaje de Carbono orgánico y porcentaje de CaCO<sub>3</sub> para los "Rellenos de bolsas kársticas" y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.

### **V.2.5.2 Extracciones selectivas de hierro utilizando ditionito-citrato-bicarbonato ( $Fe_d$ ) y oxalato de amonio ( $Fe_o$ ) y su aplicación como índices de intemperismo**

La Figura 44 muestra los resultados de las extracciones selectivas de Fe y los cálculos efectuados con ellas para obtener índices de intemperismo. Aparentemente, no existieron muchas similitudes entre los patrones de concentración de  $Fe_d$  y  $Fe_t$  (Hierro total obtenido por Fluorescencia de Rayos X). La asociación más clara se observó en la Cantera 4, donde ambos tipos de Fe disminuyeron con la profundidad. Inclusive, el porcentaje de  $Fe_o$  en la transición entre la Rendzina y el horizonte A1 del perfil mencionado, también presenta el mismo patrón de concentración que los otros tipos de Fe, aunque después disminuye la concentración con la profundidad (lo contrario al comportamiento del  $Fe_t$  y el  $Fe_d$ ). La relación  $\%Fe_o/\%Fe_d$ , también del sitio Cantera 4, es el único perfil que mostró el decremento de los valores con la profundidad a partir de la Rendzina (el valor de 0.20 de la Rendzina fue el más alto de todas las muestras, una cantidad muy alta, que según Torrent (1976) es muy rara de encontrar, incluso en Suelos Rojos del Mediterráneo).

Con respecto a los "rellenos" de las otras Canteras, las tendencias gráficas fueron más difíciles de distinguir que en la Cantera 4. En los sitios Cantera 1 y Cantera 3.1, los patrones gráficos del  $Fe_o$  y la relación  $\%Fe_o/\%Fe_d$  fueron muy similares entre sí, denotando las discontinuidades respectivas de la parte media de los perfiles (disminución abrupta de la concentración, para después presentar un incremento en la zona más profunda). Comparando los patrones de los sitios mencionados, con respecto a las concentraciones de  $Fe_d$ , se observó que poseen tendencias contrarias a éste último: el  $Fe_d$  denotó un empobrecimiento en su concentración en el horizonte superior, para después presentar un máximo en los horizontes intermedios y finalmente, disminuir nuevamente en las regiones más profundas. El patrón de  $Fe_t$  fue más semejante a los presentados por el  $Fe_o$  y el  $\%Fe_o/\%Fe_d$ , sobre todo en los "rellenos" del sitio Cantera 3.1. Con respecto al sitio Cantera 1, el  $Fe_d$  fue más parecido en su distribución al  $Fe_t$ .

La región media del perfil del sitio Cantera 3.2, representó una zona de discontinuidades entre la parte superior e inferior del perfil. Se distinguieron patrones semejantes entre el  $Fe_t$  y el índice  $\%Fe_o/\%Fe_d$ , el otro patrón identificado se ubicó entre el  $Fe_d$  y el  $Fe_o$ . También fue notable la similitud entre el comportamiento de la concentración del  $Fe_o$  con el Carbono Orgánico (aunque en el sitio Cantera 4, presentaron comportamientos opuestos).

V CANTERAS DEL CORREDOR CANCÚN-XELHA: "RELLENOS" DE BOLSAS KÁRSTICAS Y RENDZINA (LEPTOSOL RENDZICO)

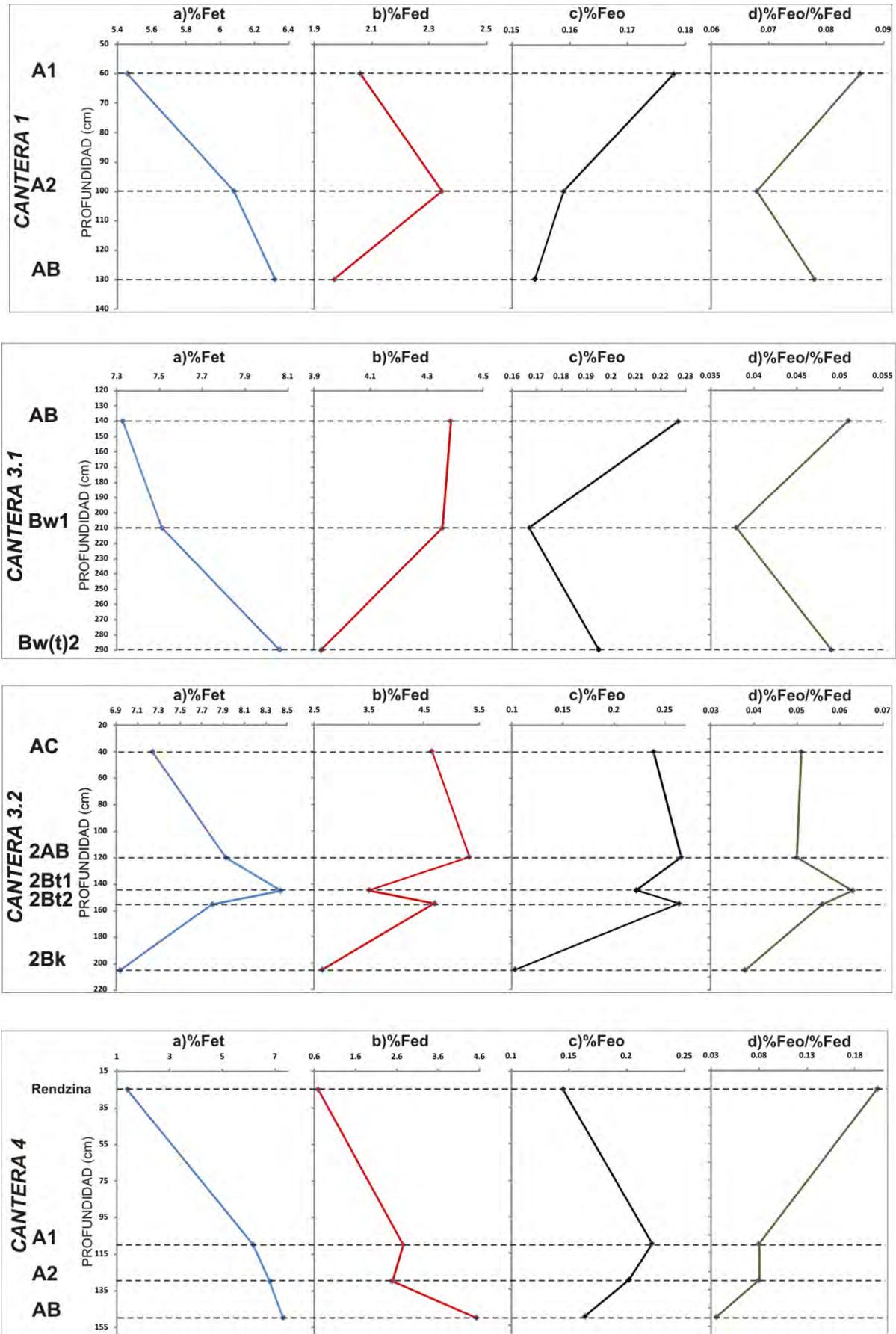


Figura 44. Extracciones selectivas de Fe, incluyendo el Fe total ( $Fe_t$ ) obtenido por Fluorescencia de rayos X, para los "Rellenos de bolsas kársticas" y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canchales del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.

### V.2.5.3 Extracciones selectivas de aluminio y silicio utilizando oxalato de amonio ( $Al_o$ y $Si_o$ )

Los porcentajes de extracciones de aluminio con oxalato de amonio ( $Al_o$ ) (Figura 45a) no mostraron mucha variación entre los diferentes materiales estudiados, la mayor parte de los porcentajes se ubicaron entre 1.3 y 2.3%. Particularmente, el porcentaje de la Rendzina del sitio Cantera 4 fue el más bajo de todos los perfiles (0.5%), el cual se incremento abruptamente con la profundidad. La tendencia general en el resto de los perfiles de "rellenos", muestra discontinuidades hacia su región media (en los sitios Cantera 1 y 3.1, la disminución del porcentaje de  $Al_o$  en superficie, para después incrementarse en la región profunda). El sitio Cantera 3.2 muestra discontinuidades en los horizontes 2Bt, sin embargo, la tendencia general fue la disminución del  $Al_o$  con la profundidad.

En cuanto al porcentaje de silicio extraído con oxalato de amonio ( $Si_o$ ), los patrones de concentración fueron más factibles de distinguir que en el  $Al_o$ , salvo en el sitio Cantera 3.2, donde se denotaron las discontinuidades en los horizontes 2Bt que separaron la parte superior e inferior del perfil (precisamente, en dicho perfil se encontró el valor máximo de  $Si_o$  de todas las muestras estudiadas, en sus horizontes 2AB y 2Bt2, con porcentajes cercanos a 0.5%). El sitio Cantera 4 mostró el incremento del  $Si_o$  con la profundidad a partir de la Rendzina (sin embargo, no fueron valores muy diferentes entre si: 0.09-0.012%), el patrón contrario se distinguió en los sitios Cantera 1 y 3.1 (aunque en este último, la concentración de  $Si_o$  casi se triplico en comparación a los sitios Cantera 1 y 4).

Los valores del índice  $\%Al_o/\%Si_o$  permitieron suponer que la mayor parte de los minerales que contienen Al y Si se encuentran bien cristalizados (algo que quedo evidencia mediante el análisis de Difracción de Rayos X). En general, puede proponerse de acuerdo al índice mencionado, que los "rellenos" de los sitios Cantera 3.1 y 3.2, junto con la Rendzina, se encontrarían en un estadio pedológico-evolutivo intermedio (valores entre 3.7 y 10.6), en comparación a los "rellenos" de la Cantera

1 y 4 que poseen un estadio de desarrollo incipiente (valores entre 18.8 y 27, ocasionado por la poca proporción de  $Si_o$  con respecto a  $Al_o$ ).

Con respecto a la relación  $7.14Si_o$  para la detección de alófono, la Figura 46 muestra el comportamiento de los valores calculados con respecto a la profundidad de cada uno de los perfiles de "rellenos" estudiados. El contenido de alófono estimado fue, en general, muy bajo en perfiles como los de la Cantera 1 y la Cantea 4 (valores inferiores a 0.9%, incluyendo la Rendzina superficial). El resto de los perfiles, Canteras 3.1 y 3.2, arrojaron valores entre 1.3% y 3.5%. Tanto en los sitios Cantera 1 y 3.1, se denotó la tendencia al aumento con la profundidad en el contenido del alófono, mientras que en las Canteras 3.2 y 4 su región media mostró discontinuidades entre las regiones superior e inferior de los perfiles.

Con respecto a la relación  $Al_o + 1/2Fe_o$ , la mayoría de los materiales estudiados presentaron valores cercanos a 2%, indicando cierta influencia de propiedades ándicas (al tomar en cuenta la presencia de vidrio volcánico en la fracción arena. Los valores más pequeños se distinguieron en el horizonte 2Bk de la "bolsa" del sitio Cantera 3.2 (1.4%), y en particular en la Rendzina del sitio Cantera 4 (donde la relación mencionada, aumenta su porcentaje con la profundidad, siendo superior al 2% en los horizontes más profundos). En general, en los sitios estudiados se reflejan las discontinuidades de la parte media de los perfiles.

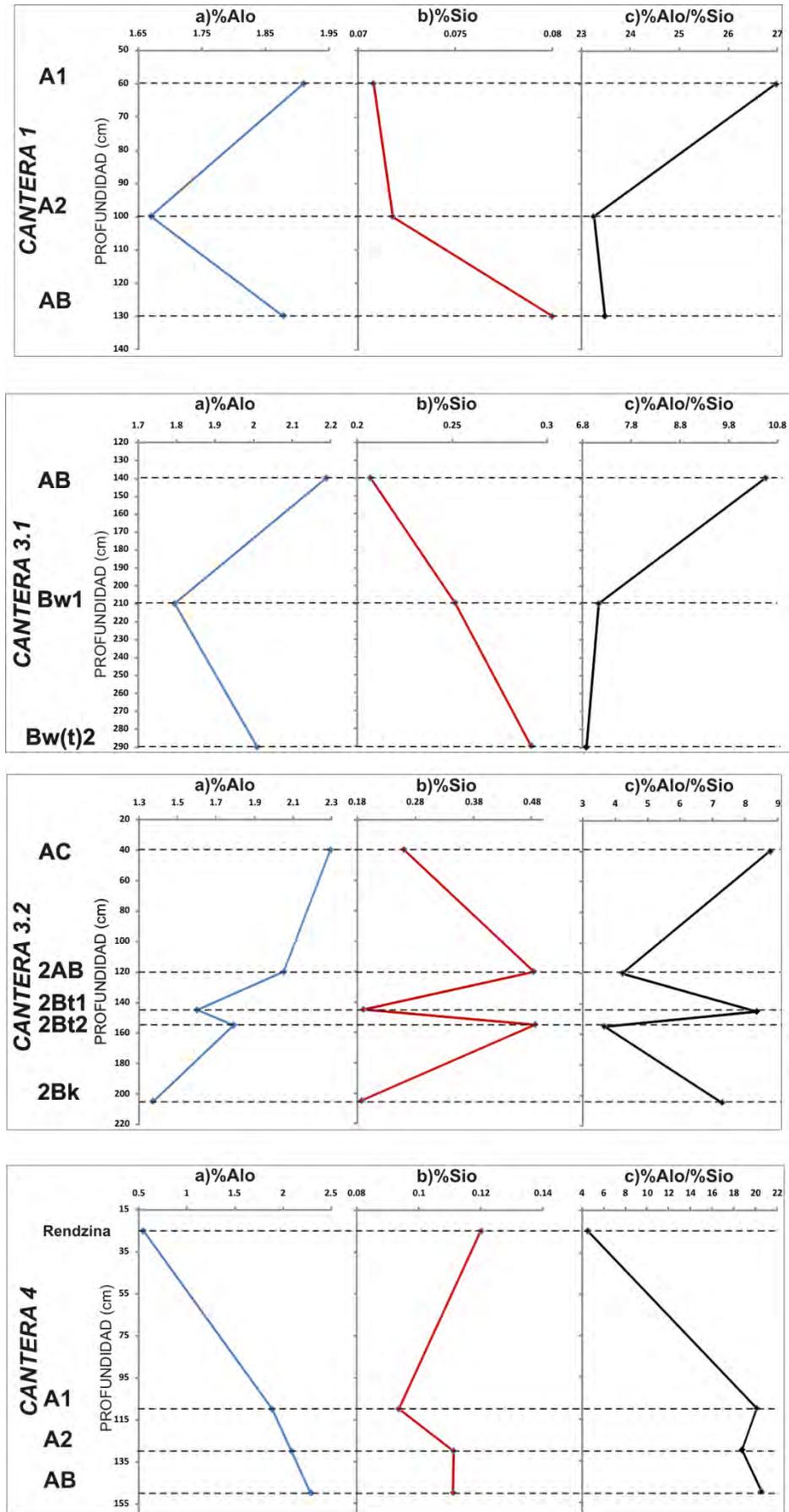


Figura 45. Extracciones selectivas de Al y Si por oxalato de amonio para los "Rellenos de bolsas kársticas" y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. 123

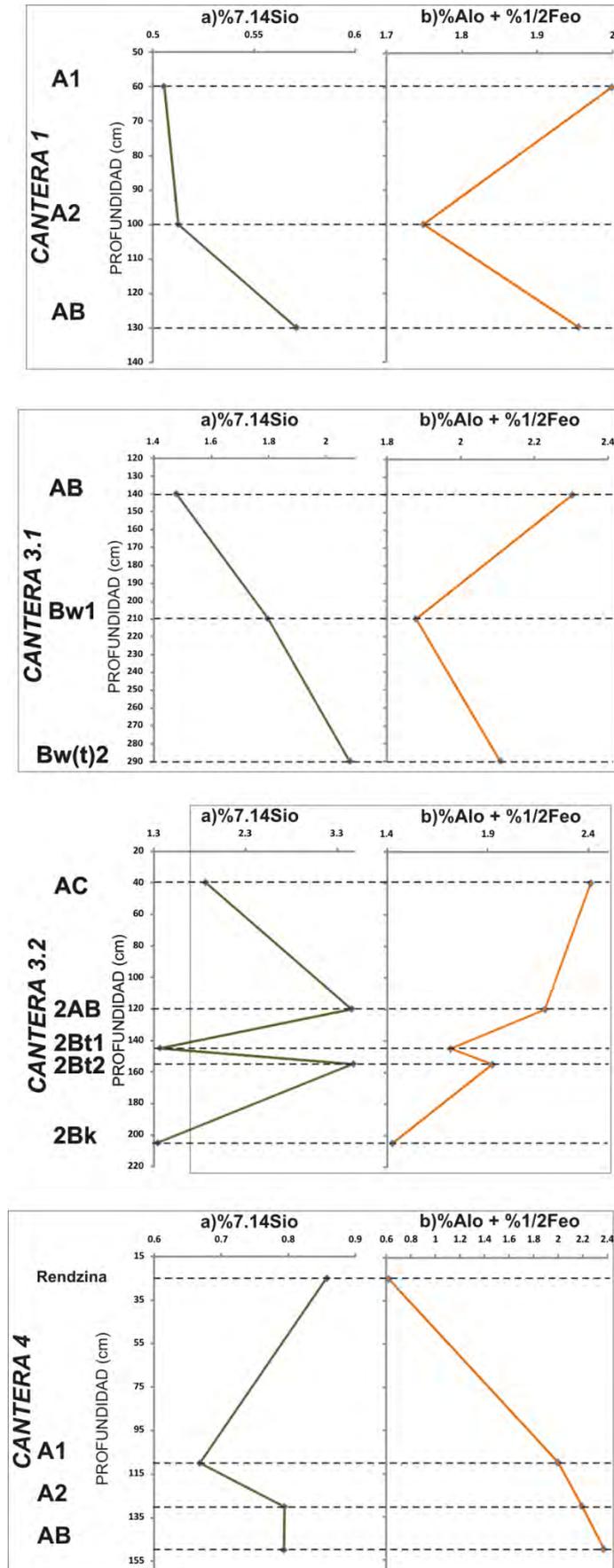


Figura 46. Índices de propiedades ándicas (USDA, 1988; IUSS Working Group WRB, 2006) utilizando las relaciones  $7.14SiO$  y  $AlO + 1/2FeO$  para los "Rellenos de bolsas kársticas" y Rendzina (Leptosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. 124

### **V.2.6 Geoquímica de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X**

Las tendencias de acumulación de óxidos mayores se presentan en la Figuras 47, 48, 49 y 50. En los sitios Cantera 1, Cantera 3.1 y Cantera 4, se observó el incremento con la profundidad de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{K}_2\text{O}$  (abruptamente, entre la Rendzina y los "rellenos" del sitio Cantera 4). Particularmente interesante fue el comportamiento de dichos elementos en el sitio Cantera 3.2, donde el horizonte 2Bt1 marcó una discontinuidad entre los horizontes superficiales (cuyo comportamiento es muy similar al de la tendencia general de los otros sitios estudiados, con el incremento del porcentaje elemental con la profundidad) y los profundos (decremento del porcentaje de los elementos).

En el resto de los elementos fue difícil distinguir un patrón común a todas las muestras estudiadas. En los "rellenos" de sitios como la Cantera 1 y la Cantera 4, elementos como el  $\text{CaO}$  y el  $\text{Na}_2\text{O}$ , junto con la Pérdida por Calcinación mostraron la tendencia a disminuir su concentración con la profundidad. La Relación  $K_i$  (Harrasowitz, 1926) mostró también tendencias similares en ambos sitios, con el incremento de valores en profundidad, sobre todo en lo que respecta a la Rendzina (aunque después, los valores disminuyeron en las regiones profundas). En los sitios Cantera 3.1 y Cantera 3.2 el  $\text{CaO}$  y el  $\text{Na}_2\text{O}$  también presentaron comportamientos similares en dichos sitios, generando entre si un comportamiento especular en los gráficos.

Los porcentajes de  $\text{MnO}$  y  $\text{MgO}$  presentan entre si un comportamiento contrario (que al comparar los gráficos se observan con un comportamiento especular). En particular los sitios Cantera 3.1 y Cantera 3.2, denotaron con respecto al porcentaje de  $\text{MnO}$ , la disminución hacia la parte media de los perfiles, para después aumentar su concentración nuevamente hacia las zonas más profundas. El comportamiento contrario del  $\text{MnO}$  se logró distinguir en el  $\text{MgO}$ , también para los sitios mencionados. Los sitios Cantera 1 y Cantera 4 también mostraron comportamientos similares entre si, con discontinuidades hacia la región media de los perfiles.

El porcentaje de  $P_2O_5$ , la Pérdida por calcinación y la relación  $K_i$  (Harrasowitz, 1926), no muestran tendencias claras en todos los perfiles, en cuanto a su comportamiento con la profundidad. El  $P_2O_5$  y la Pérdida por Calcinación presentaron un comportamiento similar en los sitios Cantera 3.1 y Cantera 3.2, donde se observó la disminución de dichos parámetros hacia las regiones bajas del perfil. En cuanto a la Cantera 1 y la Cantera 4, el porcentaje de  $P_2O_5$  mostró discontinuidades hacia la parte media de los perfiles, en particular en la Rendzina (Cantera 4) se notó el aumento abrupto con la parte superficial de los "rellenos", para después disminuir abruptamente en la región más profunda.

La relación  $K_i$  (Harrasowitz, 1926) mostró en general las tendencias porcentuales de los gráficos de  $SiO_2$  y  $Al_2O_3$ , aunque en el sitio Cantera 3.1 fue lo contrario; una disminución de valores hacia la parte media del perfil, para después presentar un máximo en la región más profunda. Todos los valores encontrados en los objetos de estudio se ubicaron entre 2.0 y 2.6, mostrando un comportamiento muy similar al descrito por De Weisse (1948) en la Terra Rossa de regiones balcánicas.

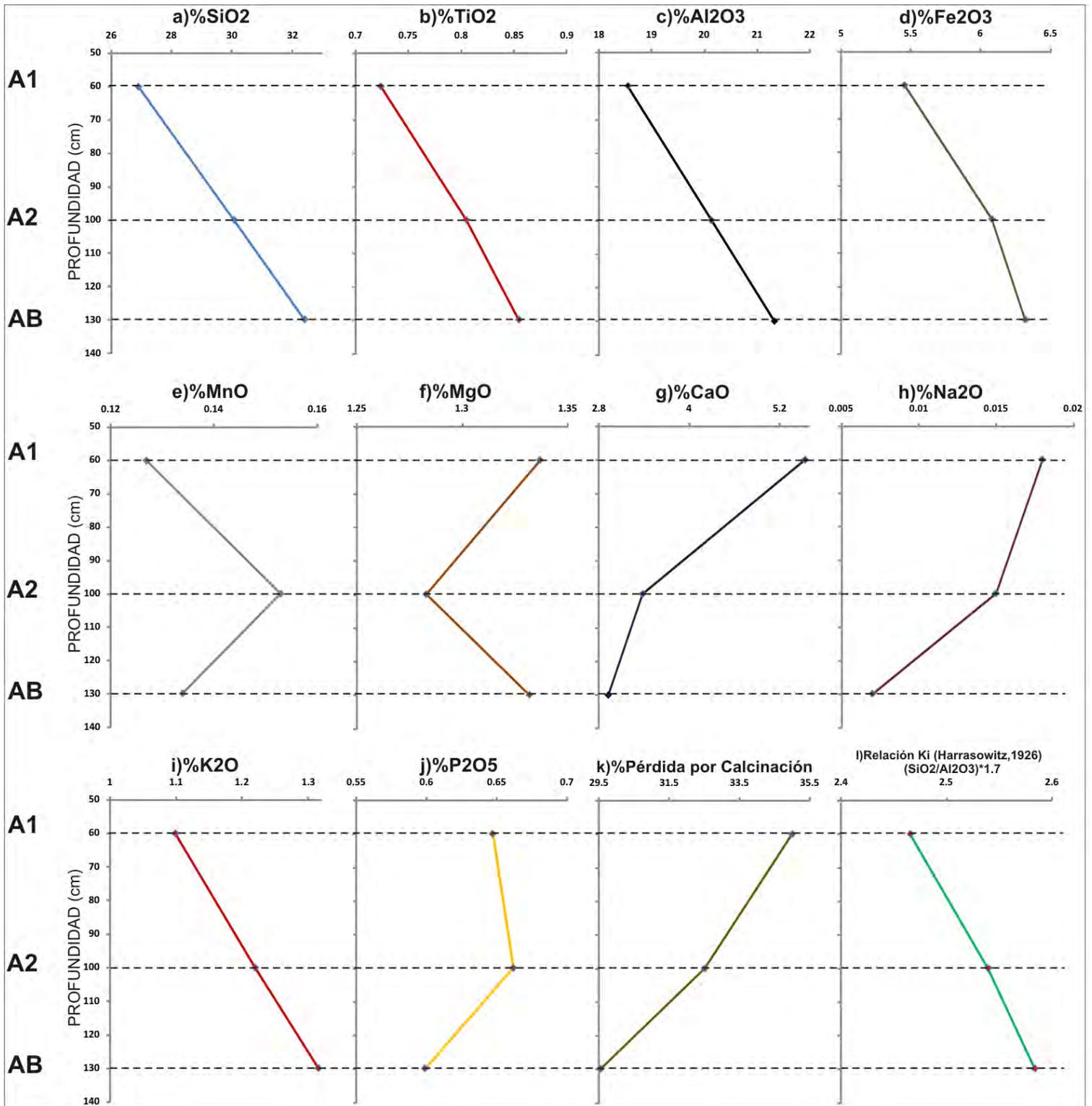


Figura 47. Porcentajes de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X, incluyendo la Pérdida por calcinación, para los "Rellenos de bolsas kársticas" del sitio Cantera 1 del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. La gráfica j, incluye el cálculo de la Relación Ki (Harrasowitz, 1926).

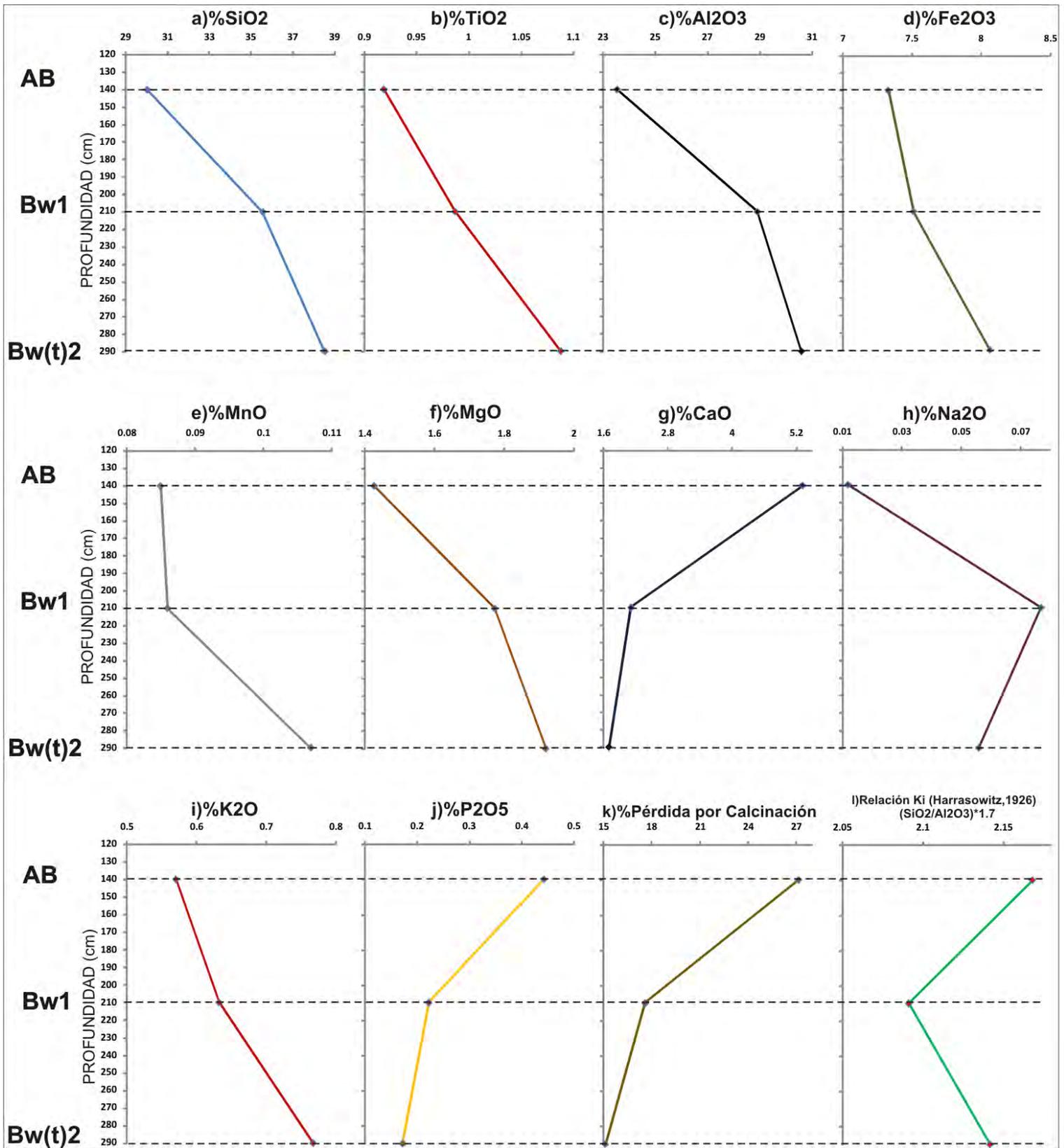


Figura 48. Porcentajes de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X, incluyendo la Pérdida por calcificación, para los "Rellenos de bolsas kársticas" del sitio Cantera 3.1 del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. La gráfica j, incluye el cálculo de la Relación Ki (Harrasowitz, 1926).

V CANTERAS DEL CORREDOR CANCÚN-XELHA: "RELLENOS" DE BOLSAS KÁRSTICAS Y RENDZINA (LEPTOSOL RENDZICO)

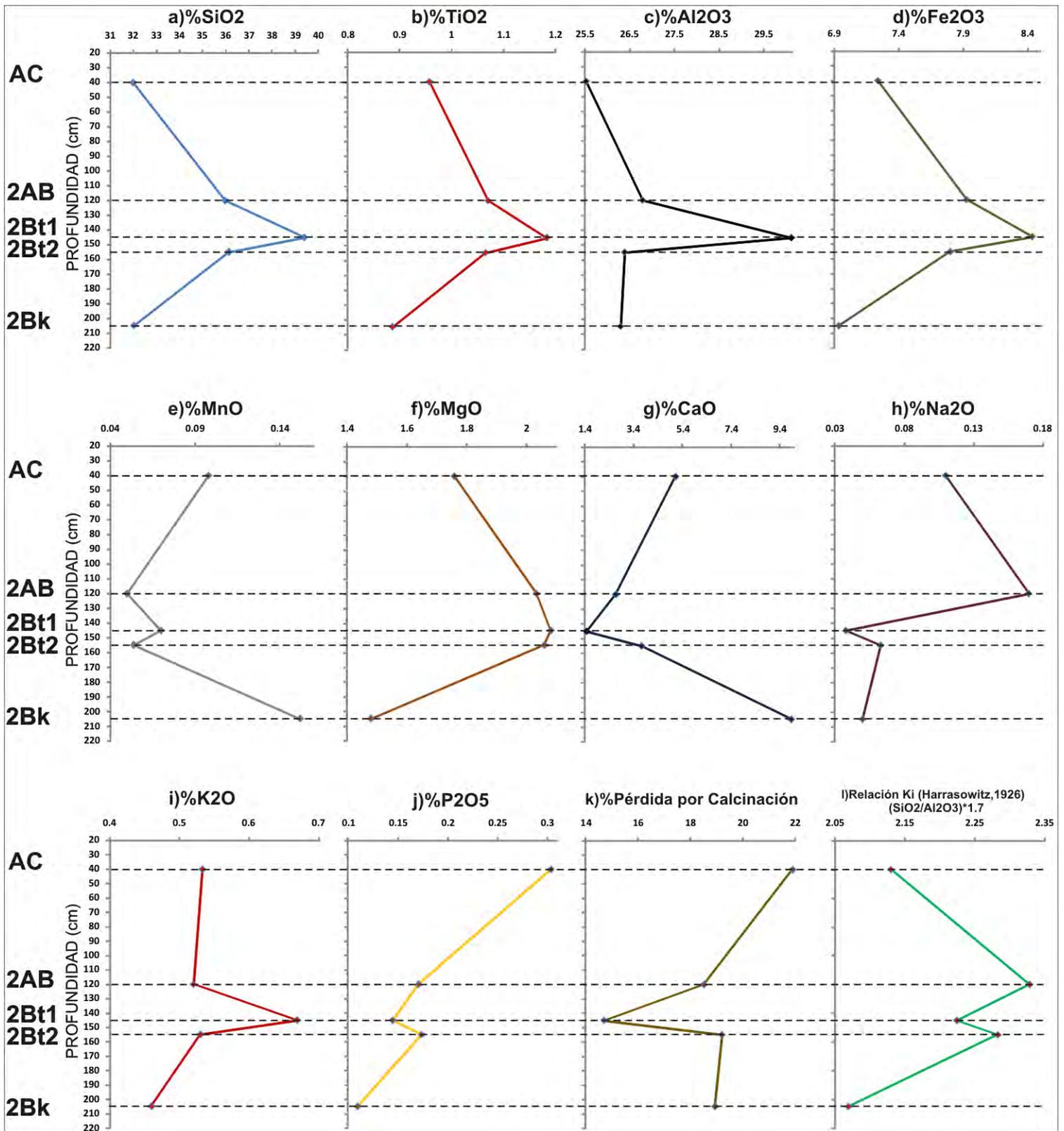
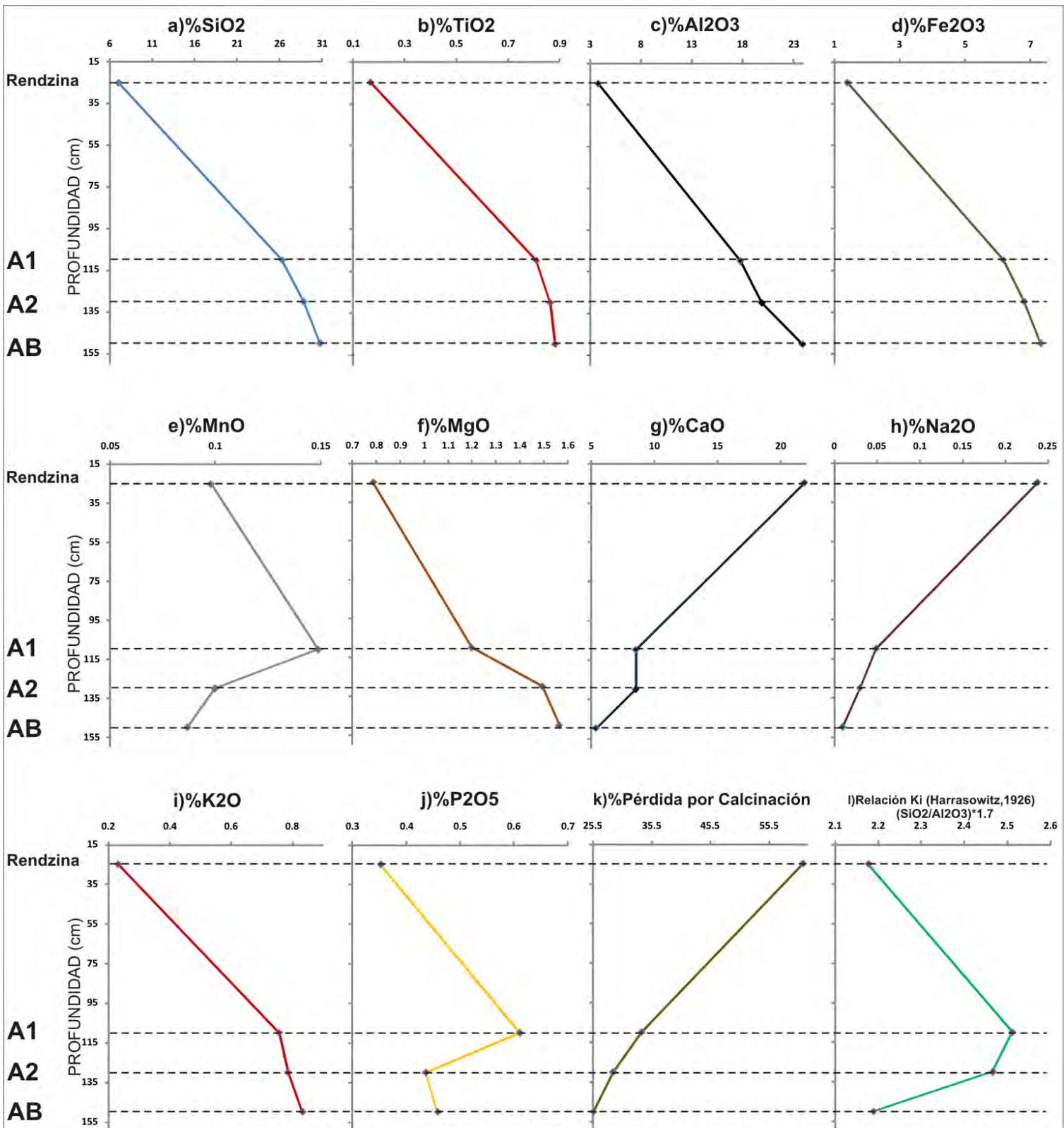


Figura 49. Porcentajes de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X, incluyendo la Pérdida por calcinación, para los "Rellenos de bolsas kársticas" del sitio Cantera 3.2 del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. La gráfica j, incluye el cálculo de la Relación Ki (Harrasowitz, 1926).



**Figura 50.** Porcentajes de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X, incluyendo la Pérdida por calcificación, para los “Rellenos de bolsas kársticas” y Rendzina (Leptosol Rendzico) del sitio Cantera 4 del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. La gráfica j, incluye el cálculo de la Relación Ki (Harrasowitz, 1926).

### V.2.7 Geoquímica de elementos de tierras raras

En general, las muestras seleccionadas presentaron una mayor concentración de elementos de tierras raras ligeras (serie del La al Eu) con respecto a los elementos de tierras raras pesadas (serie del Gd al Lu), los resultados son observables en el Cuadro 4. Las concentraciones de elementos de tierras raras ligeras se encontraron en el rango de entre 252 y 351 ppm, mientras que los elementos de tierras raras pesadas se ubicaron entre 29 y 44 pm. Elementos como el La y el Ce presentaron las mayores concentraciones en los horizontes Bt del sitio Cantera 3.2.

Mención aparte corresponde a la Rendzina del sitio Cantera 4, cuyas concentraciones se encontraron disminuídas, en comparación al resto de las muestras analizadas. Las concentraciones de elementos de tierras raras ligeras solo alcanzaron las 61 ppm, mientras que los elementos de tierras raras pesadas solo generaron 7.4 ppm. En la sección VI.2.5 se muestran las concentraciones normalizadas a condrita (McDonough y Sun, 1995), a fin de analizar la semejanza de su patrón de distribución con probables fuentes de proveniencia.

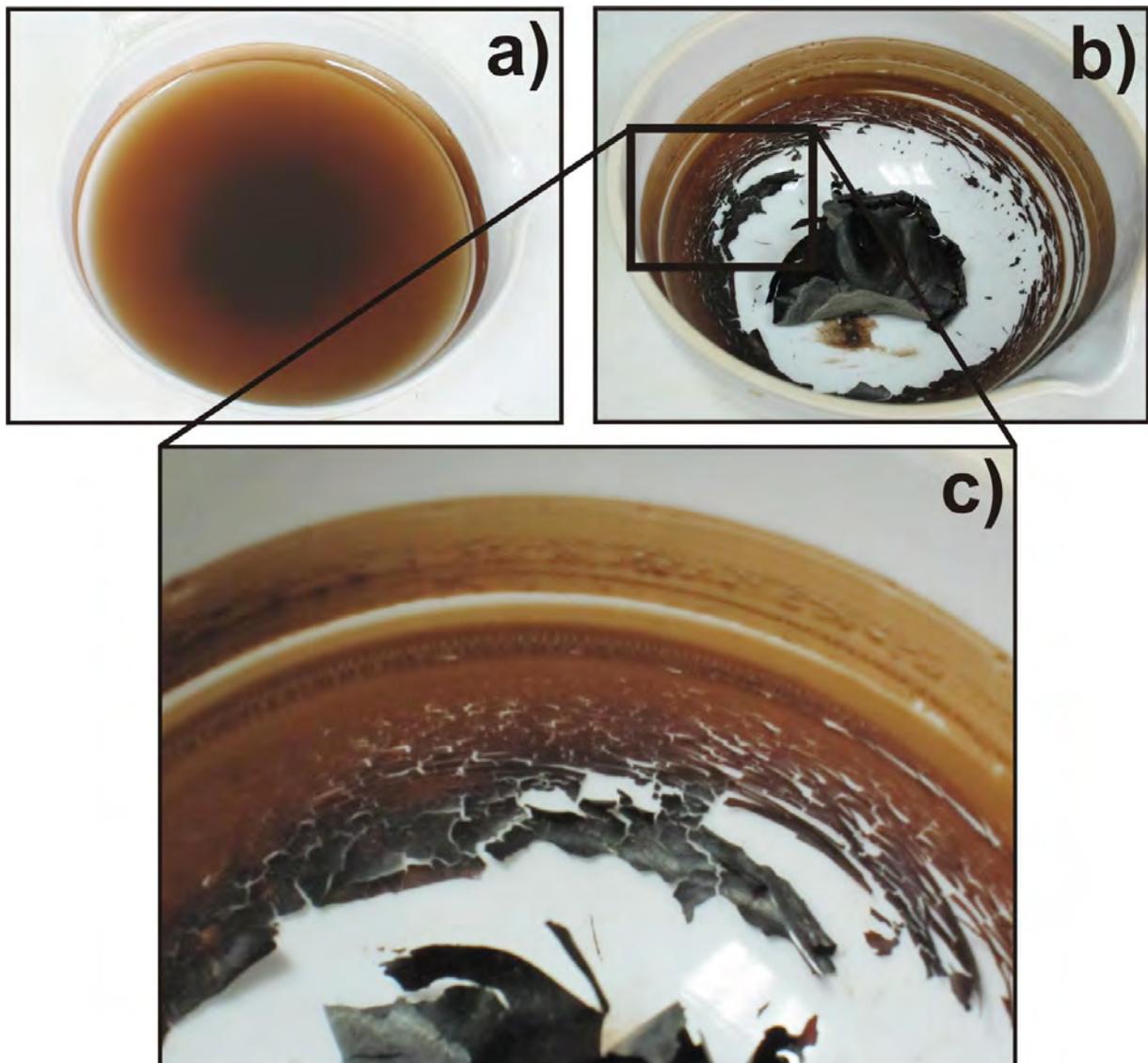
**Cuadro 4.** Concentraciones de elementos de tierras raras de muestras seleccionadas de "Rellenos de bolsas kársticas" y Rendzinas (Leptosol Rendzico) de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo, obtenidos por ICP-MS.

Sitio / Horizonte	Profundidad (cm)	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	ETRL Total	ETRP Total
<b>Cantera 3.2</b>																	
AC	0-40	63.95	132.05	14.86	55.38	11.28	2.39	10.00	1.56	8.25	1.73	5.13	0.70	4.60	0.65	279.93	32.66
2AB	40-120	80.01	91.32	18.27	68.64	13.78	2.82	11.28	1.87	10.22	2.13	6.25	0.86	5.55	0.80	274.87	39.00
2Bt1	120-145	85.13	154.36	19.68	73.72	14.87	3.08	12.86	2.13	11.23	2.42	7.12	0.98	6.39	0.94	350.86	44.11
2Bt2	145-155	84.62	98.81	18.26	71.85	14.29	2.95	12.21	2.00	10.72	2.26	6.78	0.93	5.91	0.87	290.82	41.72
2Bk	155-205	69.53	157.37	16.87	66.65	14.14	3.05	12.95	2.16	11.63	2.46	7.39	1.00	6.52	0.95	327.64	45.09
<b>Cantera 4</b>																	
Cantera 4 (AC) Rendzina	0-25	15.67	27.06	3.16	12.14	2.49	0.46	2.25	0.35	1.84	0.38	1.17	0.16	1.05	0.15	61.00	7.39
A1	0-110	57.99	106.87	12.84	49.17	10.00	2.01	9.22	1.43	7.48	1.57	4.70	0.65	4.24	0.62	238.91	29.96
A2	110-130	72.39	132.20	15.43	59.22	11.77	2.43	10.88	1.72	8.71	1.87	5.55	0.79	5.07	0.74	293.46	35.36
AB	130-150	61.14	113.54	13.93	51.52	10.25	2.24	9.41	1.40	7.17	1.49	4.43	0.62	4.11	0.58	252.65	29.25

### V.3 RESULTADOS RESIDUO INSOLUBLE DE ROCA CARBONATADA

#### V.3.1 Morfología

De la disolución de una muestra de calcarenita del sitio Cantera 4, se obtuvo un residuo de color pardo oscuro (10 YR 3/6 en húmedo; 10YR 2/1 en seco), recuperándose 0.926 g de material a partir de los 800 g de carbonatos colectados. El porcentaje en peso representado por el residuo fue el 0.11%. La fracción arcilla dominó en su totalidad al residuo, lo cual durante el proceso de secado generó laminillas (Figura 51).



**Figura 51.** Residuo insoluble obtenido de la disolución en ácido acético de la calcarenita del sitio Cantera 4 (Q4), Q. Roo. a) Muestra en húmedo; b) Muestra en seco; c) Detalle de las laminillas formadas durante el secado de la muestra. El material fue colectado y secado en una cápsula de porcelana de 10 cm de diámetro.

### **V.3.2 Mineralogía**

Durante una primera inspección de la mineralogía del residuo insoluble de calcarenitas (efectuado en enero de 2009), se decidió analizar muestras totales en polvo (a fin de recuperar el material para análisis posteriores). Por difracción de rayos X las fases minerales dominantes, aparentemente, fueron la kaolinita y el cuarzo (además de la calcita remanente del proceso de disolución). Con la parte más fina del residuo, montada en un filtro de celulosa (captada durante el proceso de filtración), se realizó un análisis de muestra orientada (que presentó problemas, dada la tendencia del "portamuestras" a no permanecer en posición horizontal). Se detectó la presencia de un pico de entre 12.6 y 12.8 Å, el cual no sufrió ningún cambio con el tratamiento de etilen-glicol. Desafortunadamente, no se realizaron ensayos a 400 °C y 550 °C, dada la poca cantidad de muestra colectada. No obstante, se consideró que la fase mineral dominante en la fracción fina del residuo era la sepiolita-palygorskita. A fin de corroborar la presencia de dicha asociación mineral, se efectuó la inspección con microcopia electrónica, sin embargo, no se observaron sus características estructuras fibrosas.

Con el fin de obtener información más detallada sobre las fases minerales del residuo, se realizó una segunda etapa de disolución de carbonatos. En dicha etapa se aplicó ácido acético a muestras de calcarenita-eolianita de la Cantera 4 y la Cantera Delta.

Durante la segunda etapa de interpretación de difractogramas del residuo insoluble (octubre de 2009), se obtuvieron resultados contrastantes con la fase previa (se logró orientar el residuo en una sección de vidrio, además de que la muestra fue suficiente para realizar los ensayos adicionales a la glicolación). El residuo de la Cantera 4 (Figura 52b) mostró en el análisis con secado al aire, la presencia de un pico de ~13.4 Å. Durante la glicolación, se observó una ínfima expansión del pico hacia los ~14 Å (indicando una posible presencia de vermiculita). Finalmente, al someter a la temperatura de 550 °C, se

registró el desplazamiento del pico de 14 Å a los ~10 Å. Con ello, se interpretó que la fase mineral dominante es del tipo vermiculita mezclada con algo de mica, además de que presentó posibles combinaciones con fases esmectita-illita. El otro pico dominante en el estudio sin tratamiento es el de 7 Å, el cual se mantiene durante la glicolación, y se colapsa a los 550 °C, quedando clara la presencia de minerales kaolínicos. Las fases complementarias fueron compuestos de sílice de baja cristalinidad del tipo ópalo-cristobalita.

En el residuo de la Cantera Delta se logró separar parte de la fracción de arcilla gruesa. Dicho material se analizó como muestra orientada. Con el ensayo sin tratamientos, se observó el espectro de abundante material silíceo con baja cristalinidad del tipo ópalo. Con la glicolación no se registró ningún cambio, y fue imposible realizar ensayos con elevación de temperatura, dado que el material se calcinó (corroborando el dominio de la materia orgánica). En lo que respecta a la fracción de arcilla fina, se observaron algunas semejanzas con el residuo de la Cantera 4, detectándose también vermiculita interestratificada con mica y una posible fase de esmectita-illita. La kaolinita también fue identificada. En particular, llamó la atención la presencia de la asociación entre illita y mica, dado que se tuvo la permanencia del pico de ~10 Å durante todos los tratamientos.

La composición mineral del residuo insoluble fue claramente diferente del total de la muestra de carbonatos, donde abundó la calcita (Figura 52a).

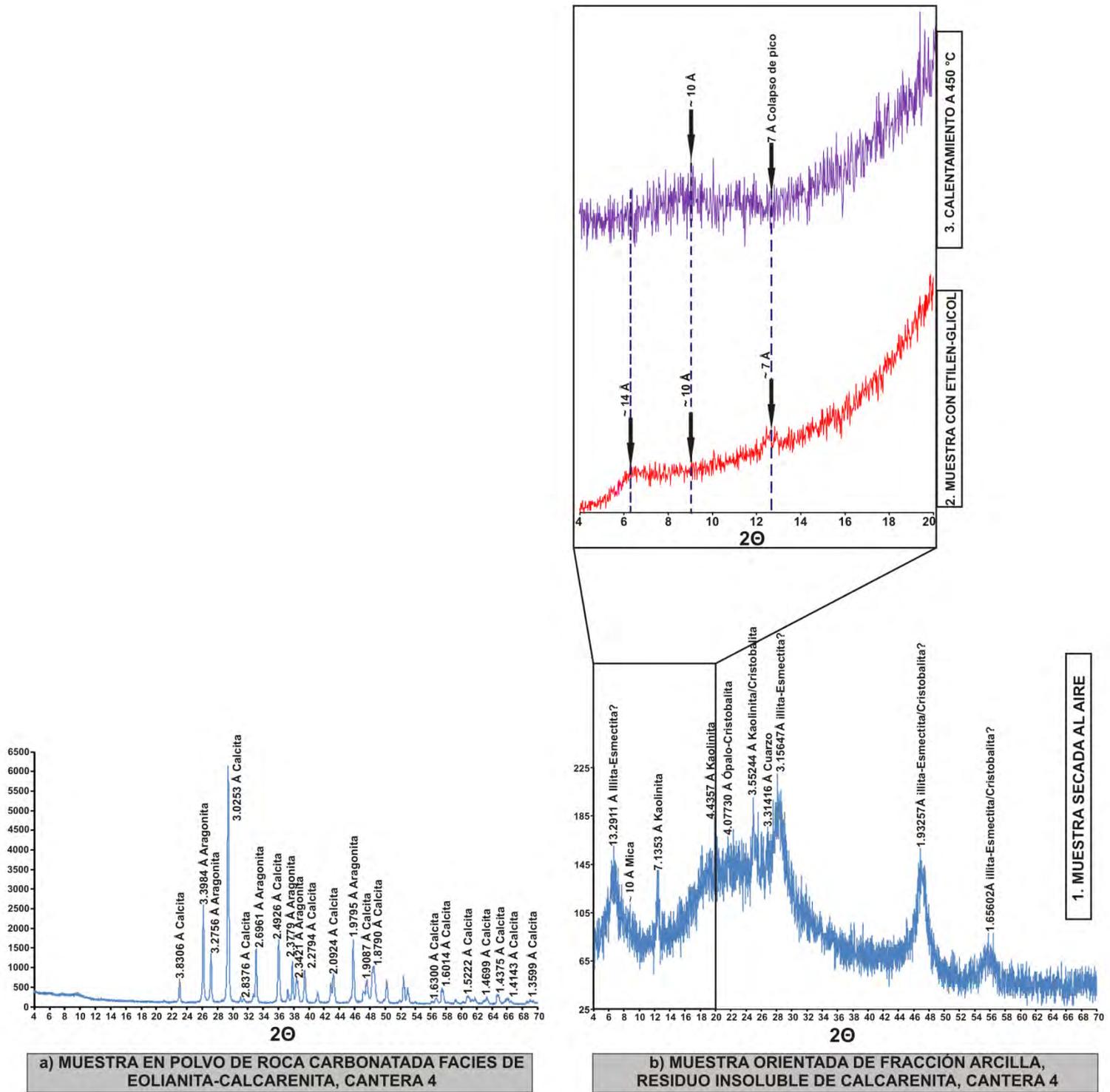


Figura 52. Difractogramas del residuo insoluble colectado de la caliza tipo calcarenita del sitio Cantera 4, del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo. También se muestra el difractograma con la identificación mineralógica de los componentes de la calcarenite-eolianita.

### V.3.3 Geoquímica de elementos mayores obtenidos por Fluorescencia de rayos X

El Cuadro 5 muestra el contraste composicional entre el residuo insoluble de la eolianita-calcarenita, y la propia calcarenita. De inmediato, salta a la vista el gran contenido de SiO<sub>2</sub> y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> del residuo, en comparación a las deficiencias de la calcarenita. El CaO es el óxido con mayor acumulación, en el caso del residuo, su presencia indica que el proceso de disolución con ácido acético no fue completo.

**Cuadro 5.** Elementos Mayores del residuo insoluble y la caliza eolianita-calcarenita del sitio Cantera 4, de las canteras del corredor Cancún-XelHa Q. Roo.

	%SiO <sub>2</sub>	%TiO <sub>2</sub>	%Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	%MnO	%MgO	%CaO	%Na <sub>2</sub> O	%K <sub>2</sub> O	%P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%PXC
<b>Residuo insoluble</b>	20.48	0.868	10.166	2.8	0.03	0.74	34.62	0.56	0.30	3.14	26.34
<b>Caliza calcarenita</b>	0.14	ND	0.28	ND	0.009	0.41	53.84	0.28	0.009	0.022	44.43

La Relación Ki de Harrasowitz (1926) fue de 3.42 en el residuo, lo cual lo ubica en el intervalo de valores que describió De Weisse (1948) para residuos y Terra Rossa del Mediterráneo.

### V.3.4 Geoquímica de elementos de tierras raras

El Cuadro 6 muestra los resultados de elementos de tierras raras obtenidos para las muestras de residuo insoluble y calcarenita. El enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras es el rasgo que domina en ambas muestras, aunque en el residuo insoluble son mayores las concentraciones, dada la deficiencia de elementos de tierras raras de los carbonatos, lo cual es muy visible en la calcarenita. Se

analizó una muestra adicional de carbonatos de calcarenita-eolinita del sitio Cantera Delta, con resultados muy similares a los de la Cantera 4. El patrón de concentración de Elementos de Tierras Raras de la Cantera Delta, se puede observar en la sección VI.2.5.

**Cuadro 6.** Concentraciones de elementos de tierras raras del residuo insoluble y la caliza del sitio Cantera 4 de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q.Roo, obtenidos por ICP-MS.

	La ppm	Ce ppm	Pr ppm	Nd ppm	Sm ppm	Eu ppm	Gd ppm	Tb ppm	Dy ppm	Ho ppm	Er ppm	Tm ppm	Yb ppm	Lu ppm	ETRL Total	ETRP Total
<b>Residuo insoluble</b>	19.68	21.4	3.43	13.28	3.31	0.89	4.32	0.97	7.37	1.87	6.20	0.94	5.90	0.8	62	28.4
<b>Caliza calcarenita</b>	0.25	0.27	0.06	0.25	0.07	0.02	0.01	0.01	0.13	0.03	0.1	0.01	0.09	0.01	0.92	0.49

## VI DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En la propuesta de modelos de formación de los objetos de estudio, se contempla como hipótesis de trabajo la influencia de materiales parentales alóctonos sobre el residuo insoluble de carbonato para el desarrollo de perfiles edáficos. En este sentido, los siguientes apartados discuten las evidencias encontradas en cuanto a cada hipótesis específica.

### VI.1 LA FUENTE PRIMARIA DEL MATERIAL PARENTAL DEL SUELO: RESIDUO INSOLUBLE VS MATERIAL ALÓCTONO

#### *VI.1.1 Particularidades de la fracción arena fina y muy fina*

La mineralogía es la técnica más directa, para tratar de conocer el tipo de material parental que forma a los suelos sobre rocas carbonatadas (algo establecido desde los trabajos de Tučan (1912) en Croacia). La heterogeneidad de los componentes minerales fue un rasgo distintivo en todas las muestras estudiadas, si bien, la fracción arena proporcionó las mayores pruebas para apoyar la aportación alóctona de materiales. Así, los ensambles minerales de la fracción arena fueron vinculados a sus probables fuentes de proveniencia:

- 1) Grupo volcanogénico. Vidrio volcánico, plagioclasas, piroxenos, anfíboles, fragmentos de roca con matriz vítrea.**

Los depósitos de caída provenientes de erupciones de gran escala (además de la influencia de las condiciones atmosféricas imperantes en la dirección de los vientos), debieron aportar parte de los minerales que se encontraron en las fracciones arena fina y muy fina (otra evidencia de ello lo sugiere la

relación  $Al_0 + 1/2Fe_0$ , la cual presentó valores cercanos al 2%, denotando para los “rellenos” la influencia de “propiedades ándicas”). Diversos estudios han demostrado que el espesor del depósito y el tamaño de grano del mismo disminuyen exponencialmente a distancias mayores a los 1000 km de la fuente de emisión (Pyle, 1989; 1995).

Existen dos fuentes potenciales de ceniza volcánica cercanas a la Península de Yucatán (y que han sido más o menos activas desde el Mioceno hasta el Holoceno): (a) Sureste de México y Centroamérica, y (b) el Arco Volcánico de las Antillas Menores. En el Sureste de México, el volcán El Chichón ha presentado su principal actividad durante el Cuaternario, y ha sido vinculado en otras investigaciones, como el principal aporte de material silicatado a los suelos de relieves kársticos en la República Mexicana (Isphording, 1978; Isphording et al., 1995; Heraud, 1996). El aporte del vulcanismo de Centroamérica ha sido menos estudiado, si bien las estructuras volcánicas se extienden desde la frontera de México con Guatemala, hasta Nicaragua (ocupando una región de más de 800 km de longitud y 300 km de ancho, presentando su principal actividad durante el Cuaternario, con materiales de tipo andesítico y basáltico-andesítico) (Reynolds, 1980).

Las Antillas Menores han presentado actividad volcánica desde el Eoceno. Su mayor actividad se presentó desde el Mioceno inferior hasta el Pleistoceno superior (Natland, 1984). No obstante, la mayor parte de la dispersión de la ceniza volcánica de dichos centros eruptivos, se ha dado hacia el este, en dirección del Atlántico (Carey y Sigurdsson, 1980). Dicho patrón, parece estar directamente relacionado con la influencia de los vientos que se distribuyen de oeste a este, y que al parecer afectan en menor escala a la Península de Yucatán.

**2) Grupo granítico/metamórfico: Cuarzo, feldespato potásico, mica, granate, epidota y circón.**

Estos materiales pueden tener su origen en los complejos plutónicos y metamórficos del sur de la península y de parte de Centroamérica (Figura 53a). Dicha posibilidad ya había sido planteada por Heraud (1996), aunque nunca mencionó zonas específicas de proveniencia, ni el mecanismo por el cual pudieron llegar hasta Yucatán.

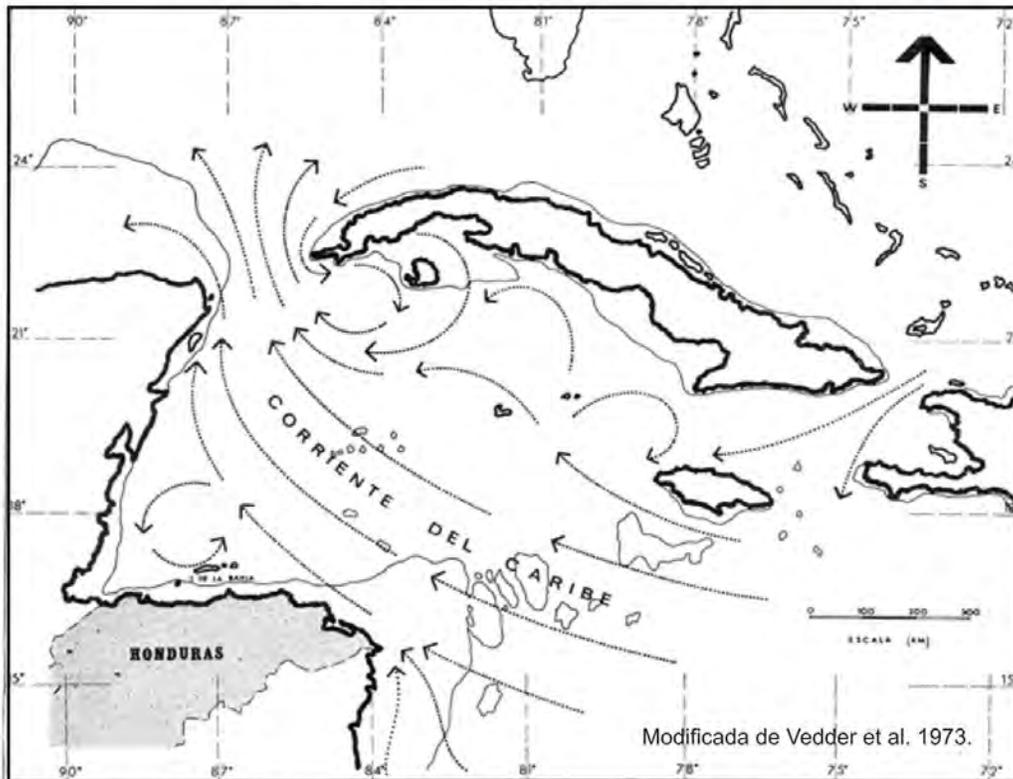
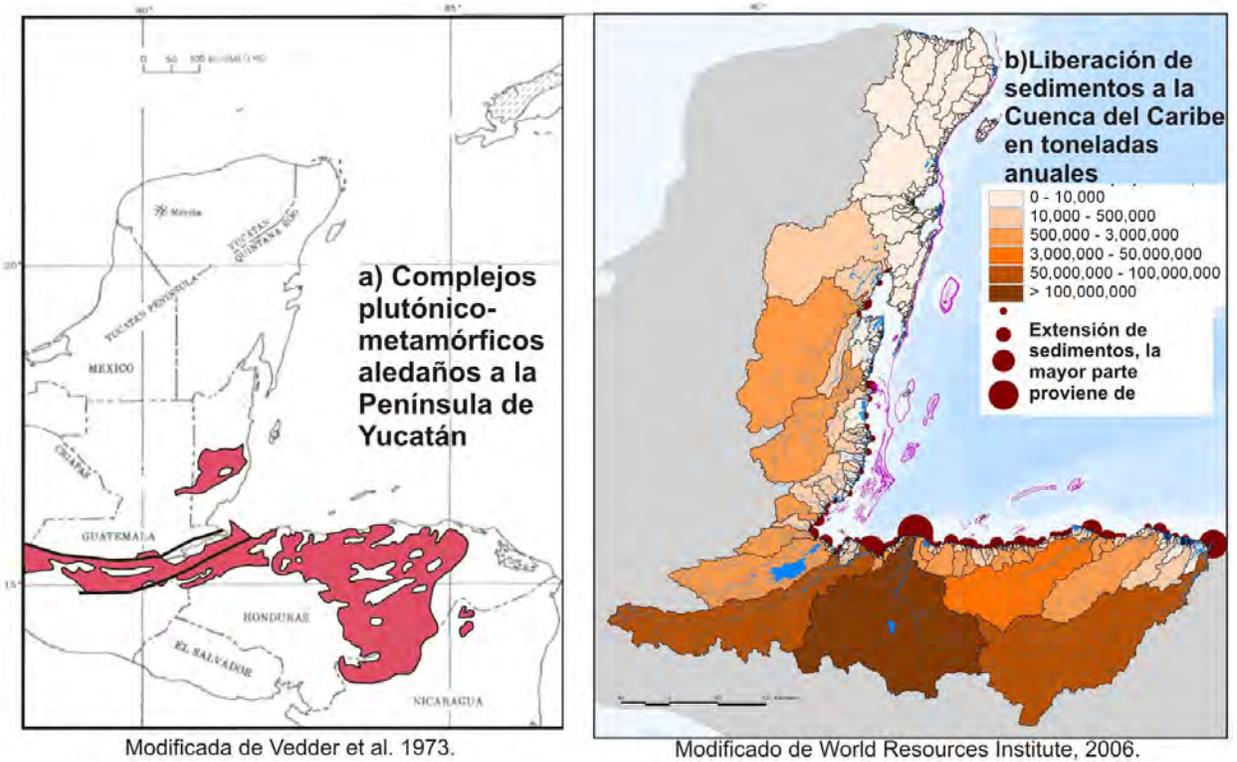
Dada la ausencia de afloramientos de materiales cuarzo-feldespáticos en la península, esos materiales pueden provenir de sedimentos que se descargaron en el área del llamado Arrecife Mesoamericano (Figura 53b), y que han sido acrecionados por los diferentes fenómenos de mareas, corrientes y huracanes que se dan en el Mar Caribe.

Según las investigaciones de Burke y Sugg (2006), la mayoría de los sedimentos que se descargan en la región se generaron en Honduras, en la cuenca de Ulúa (en proporciones superiores al 80%). Otras cuencas importantes son Patuca (Honduras), Motagua (Guatemala y Belice), Aguan (Honduras), Dulce (Guatemala), Río Belice (Belice) y Tinto o Negro (Honduras).

A su paso por dichas cuencas, los ríos que atraviesan los terrenos metamórficos y plutónicos, arrastran los materiales cuarzo-feldespáticos hasta desembocar al Mar Caribe. Ahí, los sedimentos son direccionados hasta las costas de Quintana Roo gracias a las corrientes existentes que se desarrollan en dirección N-NE (Merino-Ibarra, 1986), y que se derivan de corrientes mayores del Mar Caribe (Figura 53c).

Las investigaciones de Blanchon et al. (2009), han propuesto que las condiciones glacio-isotáticas de la costa actual de Quintana Roo, son muy similares a las presentadas durante el último interglacial (durante la Etapa Isotópica Marina 5e). Durante dicho período, se presentó el ascenso del nivel del mar

entre cuatro y seis metros, generando la probable acreción y depósito de los materiales alóctonos silicatados provenientes de Centroamérica, en los diferentes ambientes carbonatados. Las incursiones marinas en el actual interglacial, pueden seguir el mismo modelo de acreción de materiales silicatados que existió en el pasado, sobre todo para la zona de estudio del corredor Cancún-XelHa.



**Figura 53.** Ubicación de las fuentes de materiales cuarzo-feldespáticos aledaños a la Península de Yucatán (a) y las propuestas de su mecanismo de transporte (b y c)

### **VI.1.2 Particularidades de la fracción limo**

La mineralogía de la fracción limo es muy homogénea, en comparación a la fracción arena. El cuarzo fue el componente dominante, junto con algunos agregados de minerales de arcilla. Dado el tamaño de las partículas, es factible el transporte eólico desde una fuente lejana (Heraud, 1996; Perry et al., 2003). Considerando posibles fuentes, el Polvo del Sahara, parece un buen candidato, dada su dominancia de cuarzo y minerales de arcilla (principalmente kaolinita e interestratificados de illita-sericita) (Goudie y Middleton, 2001; Moreno et al., 2006). El aporte de material eólico de las Grandes Planicies de Norteamérica tampoco se descarta, dado su alto contenido de cuarzo, feldespato potásico, moscovita, kaolinita, illita y vermiculita (Ruhe y Olson, 1980; Taylor et al., 1983; Tremocoldi et al., 1994). No obstante, considerando la dominancia de los vientos del este a través del Atlántico, el Polvo del Sahara parece ser la mayor contribución.

Existen diversas investigaciones, referentes al polvo eólico como un componente importante en el desarrollo del suelo (Muhs et al., 1987; 1990; Iwasaka et al., 1988; Simonson, 1995). Las fuentes más importantes de polvo, durante el Cuaternario, se han encontrado en regiones tropicales y subtropicales en ambientes áridos y semiáridos. Particularmente, en el Holoceno, resalta la participación del corredor Sahara-Sahel del norte de África y el corredor Gobi-Taklamakan del centro de Asia.

El polvo del Sahara es transportado regularmente desde el oeste de África en tres direcciones principales: 1) el Océano del Atlántico Norte (Carlson y Prospero, 1972; Moulin et al., 1997); 2) Norteamérica (Perry et al., 1997) y 3) Sudamérica (Swap et al., 1992). El flujo que se da hacia el Océano Nortatlántico es el que traslada mayor volumen de material, llegando a contabilizarse entre el 30% y 50% del total (Schütz et al., 1981; D'Almeida, 1986). Las mayores emanaciones de polvo aparecen durante el verano, asociadas con flujos convectivos que se desarrollan sobre África Occidental, entre los 15 y 20° de latitud Norte, y que se desplazan hacia el oeste. Las plumas de polvo resultantes, se desplazan hacia el

Océano Atlántico del Norte, y se encuentran vinculadas con convecciones que emergen de la costa africana cada tres o cuatro días. La compleja pluma que se genera, implica una intrincada distribución de parámetros, incluyendo algunas corrientes con dirección norte que transportan material en dirección hacia Europa del Oeste.

Las nubes de polvo sahariano sobre el Océano del Atlántico Norte, pueden durar hasta decenas de días (Carlson, 1979). Las nubes con duración prolongada en la atmósfera son las que transportan el material a mayores distancias. Se estima que 20 millones de toneladas de polvo son depositadas anualmente en el área del Caribe (Schlatter, 1995), un fenómeno que por lo general sólo toma de 5 a 7 días (Prospero y Carlson, 1981). Las máximas concentraciones de aerosoles del Sahara han sido monitoreados en Barbados y Miami durante Julio y Agosto (Prospero y Carlson, 1981; Prospero et al., 1987; Prospero, 1999), mientras que en regiones sudamericanas como Cayenne las mayores concentraciones se encuentran en Marzo (Prospero et al., 1981).

Las tasas de depósito varían según la distancia desde el Sahara. Como es de esperarse, existe una tendencia a una acumulación baja a distancias largas. Shütz et al. (1981) modeló la cantidad de masa transportada en el polvo del Sahara sobre el Atlántico y calculó que existe una alta tasa de depósito (superior a 20 cm por cada mil años) sobre los primeros 2000 km de distancia de la costa africana, mientras que a distancias mayores la tasa de acumulación es muy baja (1-2 cm por cada mil años).

### ***VI.1.3 Particularidades de la fracción arcilla***

El caso de la fracción arcilla es muy interesante, dado que refleja diferencias muy concretas entre los materiales estudiados, influenciados sobre todo por el estadio pedogenético.

### **VI.1.3.1 Contradicciones entre los ambientes de formación de minerales arcillosos**

En los horizontes de “rellenos”, la mayor parte de la fracción consistió de, kaolinita y cuarzo, mientras que en el residuo insoluble de la calcarenita-eolianita se encontraron minerales kaolínícos pobremente cristalizados, cuarzo, trazas de illita-esmectita, e inclusive restos de sepiolita (en un análisis preliminar). Dada la abundancia en los “rellenos” y en la Rendzina, es de suponer que los minerales de arcilla no fueron heredados directamente del residuo insoluble de la calcarenita-eolianita, sino que fueron neoformados durante el transcurso de la pedogénesis. No obstante, ésta suposición, puede ser posible para la kaolinita en el suelo rojo de Kantunil Kin, pero es muy difícil de aplicar para la vermiculita hidrox-interestratificada. Este último componente proviene de la transformación de otros filosilicatos, en concreto de minerales del grupo de las micas o cloritas. Era de esperarse encontrar parte de los filosilicatos precursores en el residuo insoluble, sin embargo, éstos no se encontraron en cantidades suficientes para justificar su abundancia en los horizontes de “rellenos” y las Rendzinas.

Sólo existe un reporte en la literatura sobre la presencia de minerales del grupo de la vermiculita en la Península de Yucatán, en Rendzinas estudiadas en el área de El Edén, en un transecto realizado por Sedov et al. (2008). Cerca de la costa del Mar Caribe Isphording (1974; 1978), no registró la presencia de dichos minerales (pero sí la de cloritas, tanto en residuos insolubles como en horizontes de suelo). La deficiencia en la interpretación de los difractogramas estudiados de la fracción arcilla de los estudios de Isphording (1974; 1978) puede deberse a que se analizaron sólo muestras en polvo, dónde se asocia directamente el pico de 14 Å con el de la clorita.

La presencia de minerales de arcilla inter-estratificados es muy difícil de justificar en el ambiente húmedo actual de la Península de Yucatán, dada su inestabilidad en ambientes pedogénicos (Barnhisel y Bertsch, 1989; Douglas, 1989). Para Wright (1994), el origen de dichos minerales se vincula con suelos moderadamente ácidos, caracterizados por ciclos de humedad-sequía muy contrastantes. Wright (1994)

y Foos (1991), los han descrito en paleosuelos aluviales asociados a secuencias de plataforma, y los interpretan como indicadores de estacionalidad en regímenes climáticos muy húmedos.

A la par de la explicación de la presencia vermiculita hidroxi-interestratificada como un “relictó” de un ambiente de sequía-humedad muy contrastante en el pasado, existen algunas investigaciones que ligan a esos minerales con una fuente alóctona incorporada al desarrollo del suelo. Durn (2003), justificó la presencia de vermiculita en algunas muestras del sur de Italia por la influencia del polvo del Sahara. La vermiculita también es un mineral común en el material loessico de Norteamérica (Muhs y Budhan, 2009).

Cabadas et al., 2010) detectaron, en el residuo insoluble de la eolianita-calcarenita, la presencia de minerales del grupo sepiolita-palygorskita, sin embargo, dichos minerales no fueron identificados en los “rellenos” ni en la Rendzina. Un segundo análisis en el residuo insoluble, no determinó la presencia de sepiolita-palygorskita, aunque no se descarta su presencia totalmente, ya que dicho mineral ha sido reportado en carbonatos y suelos en el área de Akumal (Krekeler et al., 2007). Las investigaciones de Isphording (1973; 1974; 1978; 1984) e Isphording y Wilson (1974) propusieron que la asociación sepiolita-palygorskita se generó durante un descenso del nivel del mar con una alta salinidad. De Pablo (1996) propuso un ambiente similar de formación para la palygorskita formada en calizas lacustres del Oligoceno. La propuesta del presente trabajo, es que las fases de sepiolita-palygorskita son inestables en el ambiente cálido húmedo de Yucatán, por lo que fueron completamente intemperizadas del residuo insoluble de la calcarenita.

## **VI.2 LA GEOQUÍMICA COMO UNA HERRAMIENTA PARA LA UBICACIÓN DE FUENTES DE PROVENIENCIA DE LOS MATERIALES ESTUDIADOS**

### ***VI.2.1 Diagrama ternario $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$***

La mineralogía encontrada en cada uno de los materiales estudiados, permitió el proponer probables zonas de proveniencia para éstos. Para un análisis muy general, se construyó un diagrama ternario con los elementos mayores  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Este ejercicio, ya había sido propuesto por Isphording (1978), sin embargo, no se enfocó en zonas específicas de materiales parentales de la región del Caribe. El diagrama propuesto en esta investigación (Figura 54), contempló la información geoquímica recabada para el volcán El Chichón en el sur de México (Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003; Andrews et al., 2008), los complejos plutónico-metamórficos que conforman parte del centro de Guatemala (Ortega, 2005; ), el vulcanismo de Centro América (Milionis, 1987) y de las Antillas Menores (Zellmer et al., 2003), el loess de las planicies de América del Norte (Taylor et al., 1983) y el polvo del Sahara (Moreno et al., 2006).

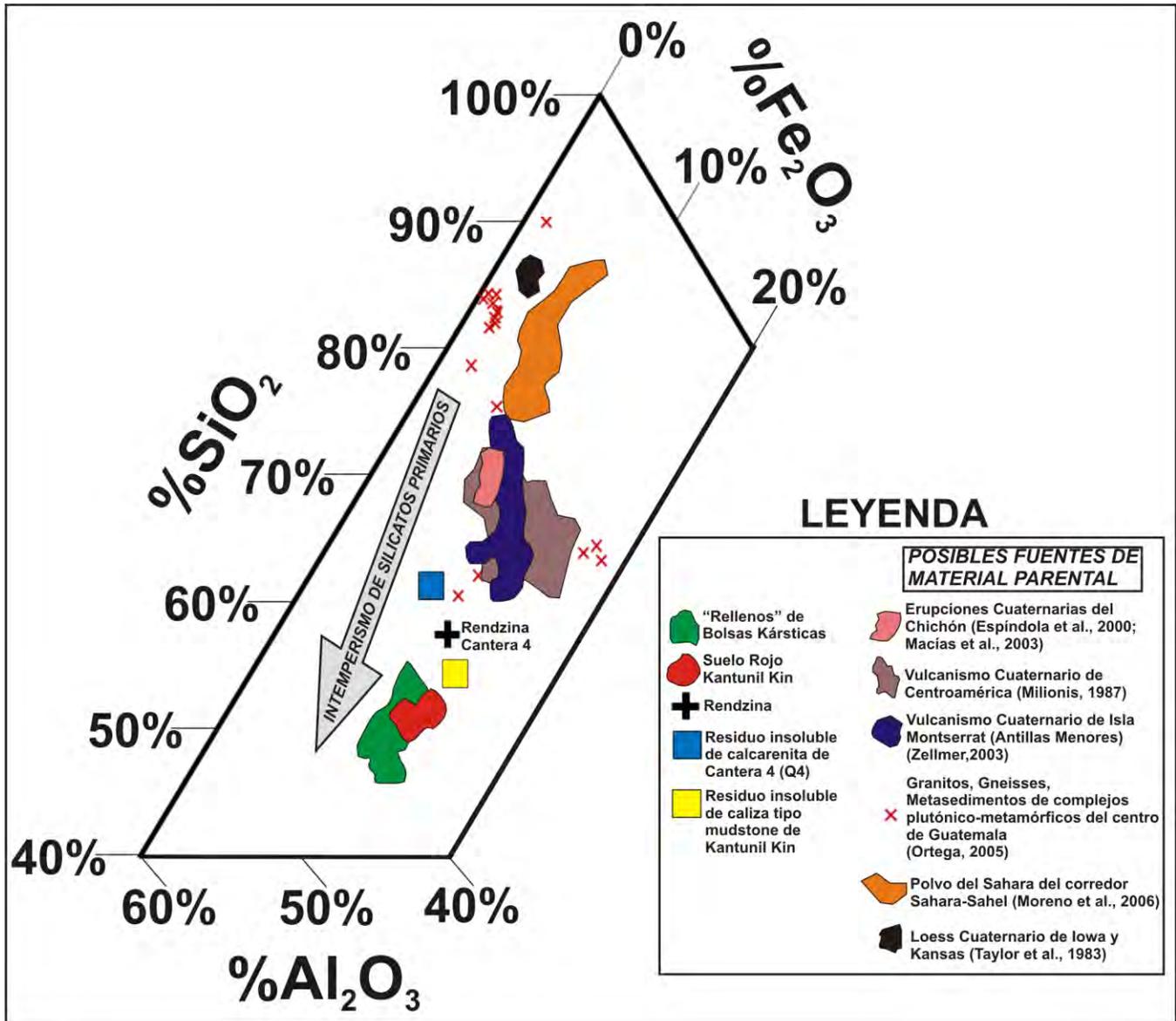


Figura 54. Diagrama ternario  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$

La Figura 54 muestra que los “rellenos de bolsas kársticas” y los horizontes del perfil Kantunil Kin, se agrupan en la región inferior del triángulo donde, se presenta un enriquecimiento relativo de sílice con respecto al aluminio y el hierro. La Rendzina del sitio Akumal también se ubica en la misma posición que los “rellenos” y los horizontes rojos, sin embargo, la Rendzina del sitio Cantera 4, se encuentra más alejada de dicha posición, dada su menor proporción de sílice. Lo mismo sucede con el residuo insoluble de la calcarenita de la Cantera 4, presentando todavía menores cantidades de sílice que las de la

Rendzina del mismo sitio. El residuo insoluble de la roca carbonatada de Kantunil Kin, sí presenta una mayor cercanía con los valores de “rellenos” y horizontes rojos.

A pesar de que no se observa un traslape entre los valores de las muestras estudiadas y los posibles materiales parentales propuestos, para conocer la afinidad entre ellos, se puede atender a la cercanía entre las áreas de puntos graficados. Así, sólo las muestras del residuo insoluble de la calcarenita de la Cantera 4 y la Rendzina del mismo sitio, presentan cercanía a los metasedimentos del complejo plutónico-metamórfico del Centro de Guatemala (Ortega, 2005) y al material volcánico de Centroamérica (Milionis, 1987) y de las Antillas Menores (Zellmer, 2003).

La tendencia general observable en el diagrama, es que todos los posibles materiales parentales presentan un alto contenido de silicio con respecto al aluminio y el hierro. Para obtener la composición de los materiales edáficos estudiados, sería necesario un proceso de *desilificación* continuo.

### **VI.2.2 Relaciones Zr/Nb y (Zr/Ti)\*1000**

De acuerdo a la metodología de Durn et al. (1999) y Durn (2003), es posible utilizar algunos elementos traza para comparar las características del residuo insoluble y los diferentes materiales edáficos estudiados. Elementos como el Zr, Nb y Ti, fueron escogidos en este trabajo debido a su alto potencial iónico, lo que ocasiona que sean relativamente inmóviles durante el intemperismo y que puedan utilizarse como “trazadores” de materiales parentales (Muhs et al., 1987; 1990). La Figura 55 ilustra las relaciones Zr/Nb para las muestras estudiadas y sus posibles materiales parentales. Dentro de las muestras analizadas para este trabajo, los residuos insolubles de rocas carbonatadas mostraron los menores valores de la relación (5.4-7.76). Dichos resultados son compatibles a lo investigado por Durn (2003) y Durn et al. (1999). Las Rendzinas también presentaron valores bajos (7.3-8.3), muy cercanos a

los del residuo insoluble. El horizonte BC del suelo rojo de Kantunil Kin también registró un valor pequeño, cercano a 8.8.

Valores entre 9.57 y 14.7, se registraron en diversos horizontes tanto de “rellenos” como del perfil del suelo rojo de Kantunil Kin. En los horizontes de Kantunil Kin, los valores fueron menos contrastantes que en los “rellenos”, presentando relaciones entre 10 y 12.6 (éste último valor se detectó en el horizonte Ap). Con respecto a los “rellenos”, los valores son muy discontinuos, y en la mayoría de los horizontes A y B, los índices son superiores (12.33-14.7) a los horizontes del suelo rojo.

Los valores máximos de la relación Zr/Nb se detectaron en los “rellenos”, sobre todo en horizontes A superficiales, como el A1 (20.8) del sitio Cantera 1 y el A1 del sitio Cantera 4 (21.8). Adicionalmente, en el sitio Cantera Delta, también su horizonte Bw2 presentó un valor del índice superior a 20.

Con respecto al vínculo con posibles materiales parentales, todas las muestras estudiadas, parecen ubicarse dentro del rango de valores de los materiales cuarzo-feldespáticos del centro de Guatemala y de las Montañas Mayas de Belice, así como el polvo del Sahara y el vulcanismo del Chichón. Los valores más altos de los “rellenos” de la Canteras 1, 4 son las únicas muestras que presentan cierta semejanza con el vulcanismo de la Antillas Menores y el loess de Norteamérica.

Los valores del índice  $(Zr/Ti)*1000$ , aparentemente no presentan tanta variación como en los descritos en las secciones anteriores. La mayor parte de las muestras se ubico entre 31.2 y 44.9, con valores muy pequeños en el residuo de la calcarenita de la Cantera 4 (0.9).

Nuevamente, los valores más homogéneos se encontraron en el perfil Kantunil Kin, siendo de entre 31.9 y 37.56. Valores en un rango similar se ubicaron en los horizontes subsuperficiales (2AB/2Bt/2Bt2/2Bk) de los “rellenos de bolsas” de la Cantera 3.2 (31.2-38.8), en el horizonte A3 de la

Cantera 1 (34.7) y el Bw(t)<sup>2</sup> de la Cantera 3.1 (34.5). El residuo insoluble de la roca carbonatada de Kantunil Kin, también se ubicó muy cercano a los valores mencionados, siendo de 39.2, una cantidad parecida a la reportada en los trabajos de Durn (2003) y Durn et al. (1999).

Los horizontes A de los “rellenos de bolsas” destacaron por presentar los valores más altos del índice, siendo de entre 40 y 44.9. De acuerdo a esto, dichos horizontes se encuentran más enriquecidos en Zr que en Ti, lo que es contrario a los horizontes B (incluyendo los del suelo rojo de Kantunil Kin), donde el Ti está más enriquecido que el Zr. La implicación de éste fenómeno puede vincularse a la mayor proporción de minerales como el circón, en lo que respecta a los “rellenos” y Rendzinas y que pudieron ser el aporte de sedimentos arrastrados de las costas centroamericanas o, inclusive, en parte heredados del residuo insoluble de la calcarenita formada en ambientes eólico-costeros.

En el contexto de asociación con sus posibles materiales parentales, todos los objetos estudiados parecen estar influenciados por vulcanismo de Centroamérica y del Chichón, junto con sedimentos de las Montañas Mayas de Belice y del centro de Guatemala, y el polvo del Sahara. El vulcanismo de las Antillas Menores, todavía es más empobrecido en Zr (y rico en Ti) que las muestras de estudio (aunque llama la atención, que los “rellenos” de la Cantera Delta presentan valores muy similares a los de la Antillas). El loess de Norteamérica es, por el contrario, más enriquecido en Zr, por lo que tampoco empata con los valores de las muestras analizadas.

Con respecto al valor tan bajo del índice calculado en el residuo de la Cantera 4, llama la atención el hecho de que no empata con ninguno de los valores de los materiales edáficos, ni de los materiales parentales propuestos. No obstante, dado que el rango de valores del vulcanismo de Centroamérica y de las Antillas Menores, junto con el de los sedimentos del centro de Guatemala, es bastante amplio, es factible que sus materiales, con menor proporción de Zr con respecto a Ti, influyeran en el material silicatado de las impurezas de los carbonatos.

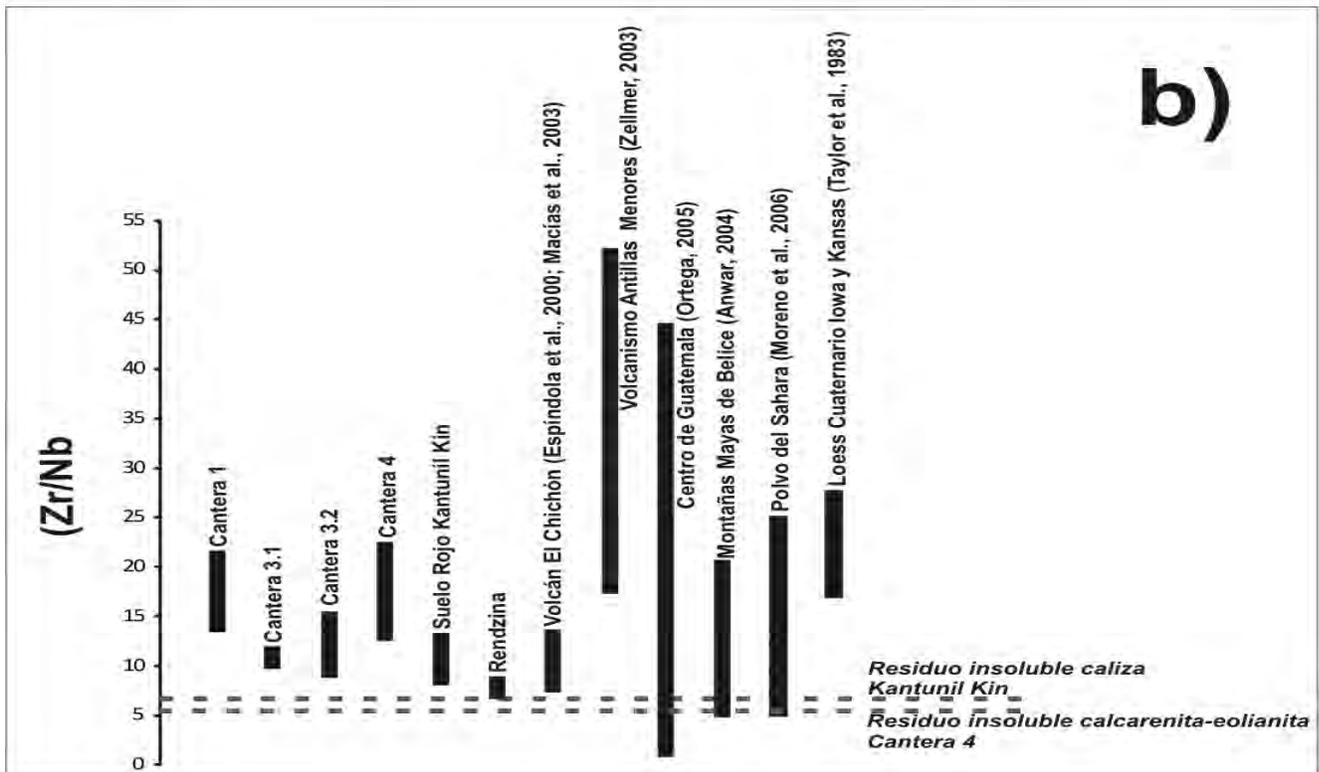
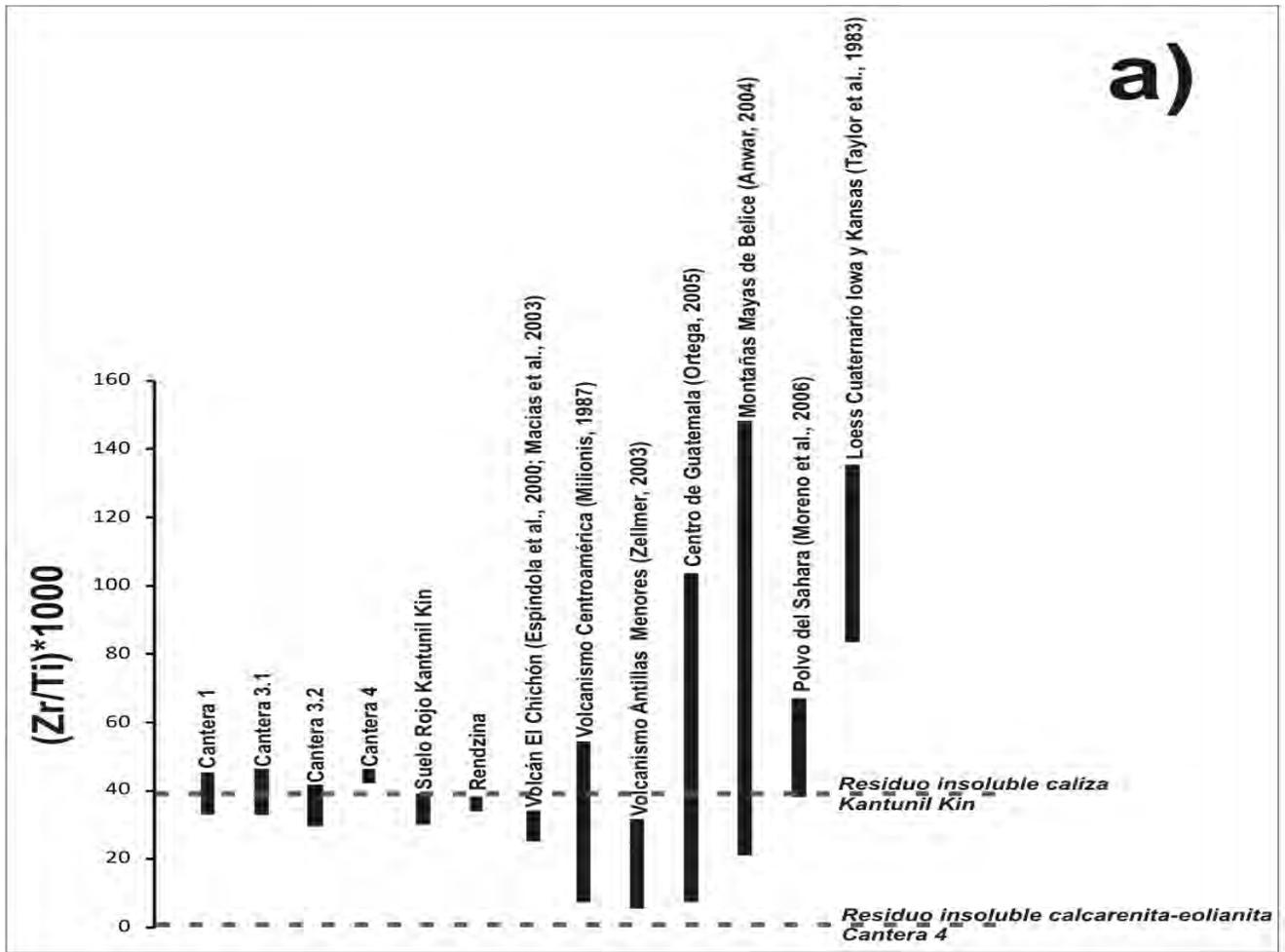


Figura 55. Relaciones Zr/Nb y (Zr/Ti)\*1000

### **VI.2.3 Diagramas ternarios utilizando elementos traza y elementos de tierras raras**

#### **VI.2.3.1 Diagrama Ti-Y-Zr**

El trabajo pionero de Pearce y Cann (1973), propuso el graficar en diagramas ternarios la abundancia relativa de elementos con alto potencial iónico, para ubicar la fuente de origen de rocas ígneas. El diagrama Ti-Y-Zr (Figura 56) construido en éste trabajo, dio evidencia de algunas asociaciones entre los materiales estudiados con fuentes de rocas ígneas de la región caribeña y centroamericana. La asociación más clara fue la presentada con el residuo insoluble de la muestra de carbonatos de Kantunil Kin, donde dicho material se encontró dentro del área delimitada por el vulcanismo de Centroamérica (Drexler et al., 1980; Milionis, 1987), y muy próximo al área del Volcán El Chichón (Espíndola et al., 2000; Macías et al., 2003; Andrews et al., 2008).

Los datos de rocas plutónicas de las Montañas Mayas de Belice (Anwar, 2004) y de la región de la Falla Baja Verapaz en el Centro de Guatemala (Ortega, 2005) se encontraron en la región inferior del diagrama ternario (evidenciando su baja concentración de Ti, con respecto al vulcanismo de Centroamérica y las Antillas, y con respecto a los “rellenos de bolsas kársticas” y algunos horizontes del suelo rojo de Kantunil Kin), sin observarse un empalme directo con las concentraciones elementales de los “rellenos de bolsas kársticas”. En particular, el horizonte Bk del suelo rojo de Kantunil Kin, mostró una ligera influencia de las rocas graníticas de Guatemala y las Montañas Mayas de Belice, aunque nunca se dio el empalme de valores de los materiales mencionados. Tanto el vulcanismo de Centroamérica, como el de las Antillas, mostraron un empate muy pobre de valores con respecto a algunos horizontes de “rellenos de bolsas kársticas, observándose en ambos objetos, áreas bien delimitadas. El residuo de la facies carbonatada de la Cantera 4 mostró el menor contenido de Zr de todas las muestras estudiadas, lo cual ocasiona que no se observe vinculada con ninguna área de concentración de valores dentro del diagrama.

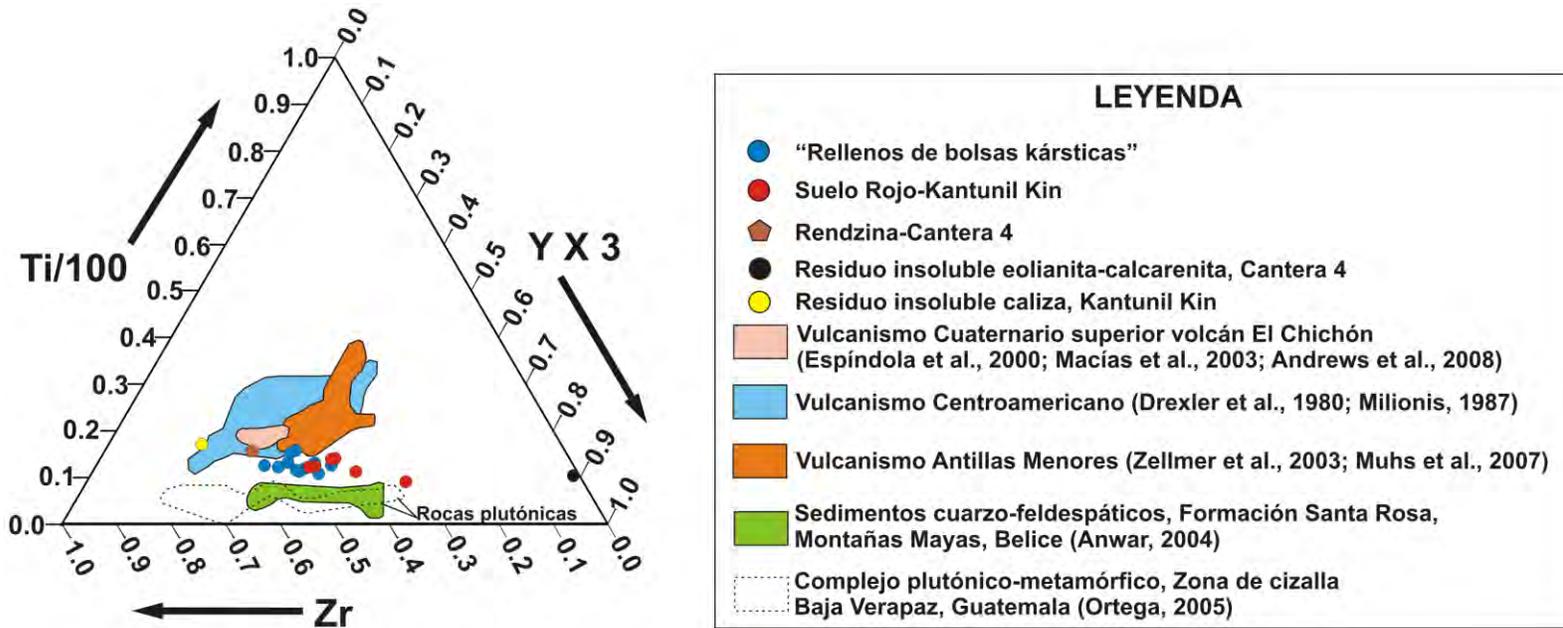


Figura 56. Diagrama ternario Ti-Y-Zr.

### VI.2.3.2 Diagrama La-Th-Sc

Otros diagramas ternarios muy utilizados para la determinación de fuentes de proveniencia de rocas sedimentarias son La-Sc-Th, Zr-Th-Sc y Ta-Th-Sc (Bhatia y Crook, 1986; McLennan, 1989). En la aplicación de ubicar materiales parentales de suelo, se han utilizado en el estudio de la fuente de loess (Olivarez et al., 1991; Sun, 2002; Muhs y Budahn, 2006; Muhs et al., 2007a, b; Ziegler et al., 2007) Según Muhs (2007a) y Muhs y Budahn (2009) al realizar gráficos ternarios con los elementos mencionados, e interpretarlos de manera conjunta, se puede rastrear el material parental de un suelo.

En cuanto al diagrama La-Th-Sc construido, puede describirse que los materiales de estudio están enriquecidos en La, por lo que se encuentran en la región superior del triángulo de la Figura 57. En particular, la muestra del horizonte BC del perfil de Kantunil Kin es la muestra más enriquecida en La, mientras que los horizontes Ap y A del mismo sitio, son las más empobrecidas. Es interesante la posición del residuo insoluble de roca de Kantunil Kin, dado que se encuentra muy alejado de la agrupación de puntos de las muestras, dado su empobrecimiento en La. Por el contrario el residuo insoluble de la

Cantera 4 (Q4) se encuentran más próxima a la agrupación principal de puntos, donde se empalman prácticamente todos los materiales parentales propuestos.

En general, la información graficada en el diagrama es difícil de describir, dado que existe un traslape muy confuso de datos, la única zona que es fácilmente observable y descartable de influencia en los materiales estudiados es el vulcanismo de las Antillas Menores. No obstante, se pueden proponer cierta influencia de los materiales parentales propuestos, de acuerdo a la proximidad de los puntos graficados con las muestras estudiadas.

Los materiales de los complejos plutónico-metamórficos, y en concreto los de las Montañas Mayas de Belice, parecen ser las más próximas al residuo insoluble de la roca carbonatada de Kantunil Kin (lo mismo sucede con algunos horizontes del suelo rojo). El residuo de la Cantera 4 parece más próximo a la influencia del vulcanismo de El Chichón y también a los sedimentos de Belice y Guatemala. El resto de los horizontes de “rellenos” y del suelo rojo, pueden ser el resultado de la mezcla de diversos materiales parentales, donde el área del vulcanismo de Centroamérica (Drexler et al., 1980) pareciera tener una gran influencia.

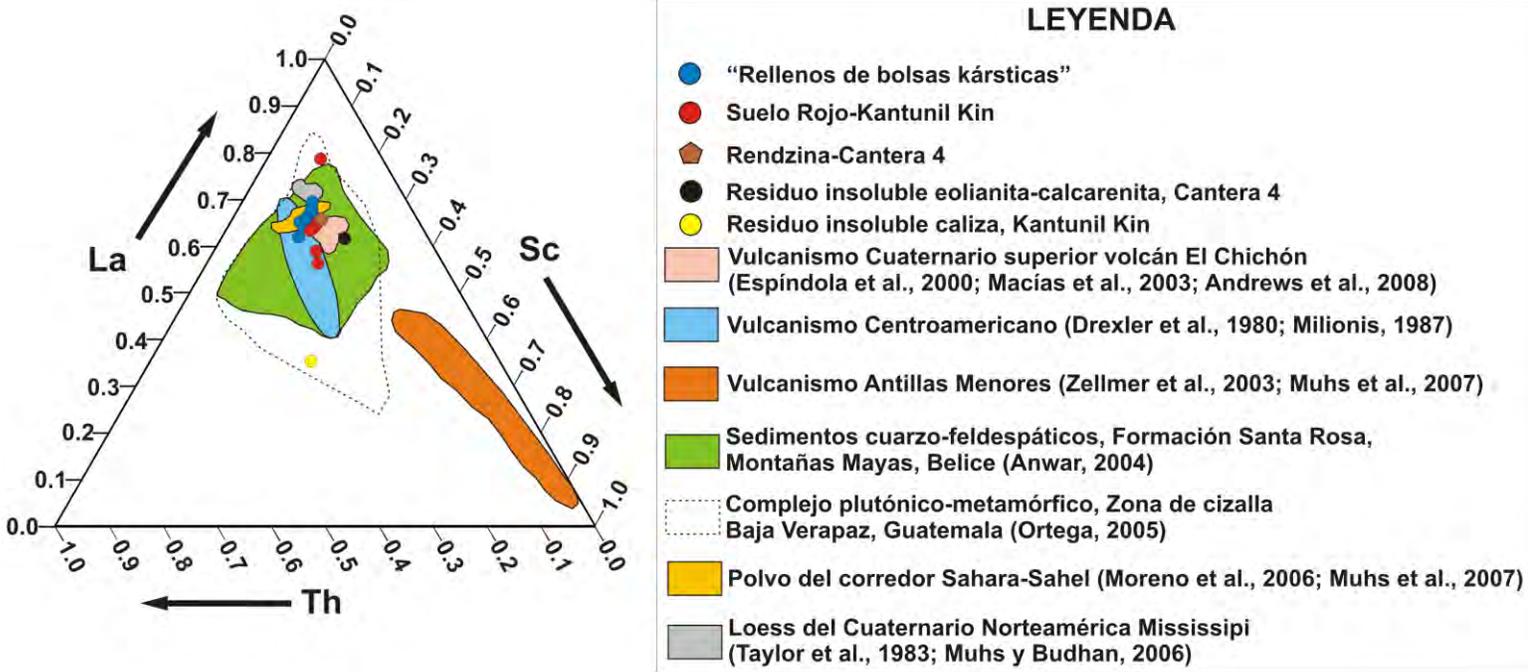


Figura 57. Diagrama ternario La-Th-Sc

### VI.2.3.3 Diagrama Zr-Th-Sc

El contenido de Zr de las muestras analizadas, marca un límite fuera del área del loess y el polvo del Sahara (enriquecido, con respecto al resto de las muestras), los cuales se pueden descartar en este caso, junto con el vulcanismo de las Antillas Menores. Restaría entonces analizar la influencia de El Chichón y los complejos plutónico-metamórficos de Belice y Guatemala.

Una diferencia clara con los diagramas de las secciones anteriores, es que se logran observar como áreas bien separadas a los “rellenos de bolsas” con la Rendzina, y al suelo rojo de Kantunil Kin. Con respecto a este último, también es interesante el observar dentro de su campo de agrupación la presencia del residuo insoluble del carbonato. En consecuencia, se plantea que los materiales de Kantunil Kin están influenciados directamente por el vulcanismo de El Chichón, los sedimentos de las Montañas Mayas de Belice y los materiales cuarzo-feldespáticos del centro de Guatemala. Los “rellenos de bolsas” y la Rendzina no presentan un traslape de valores con los posibles materiales parentales,

aunque tienen como valores más próximos a los sedimentos de las Montañas Mayas de Belice y un poco más alejados a los sedimentos del centro de Guatemala.

Con respecto al residuo de la calcarenita de la Cantera 4 (Q4), es de resaltar que se encuentre alejado de cualquier campo de influencia de datos, incluyendo las muestras de “rellenos” y suelos rojos. Dada la proximidad de los materiales cuarzo-feldespáticos de Centroamérica, puede proponerse que tienen cierta influencia de éstos.

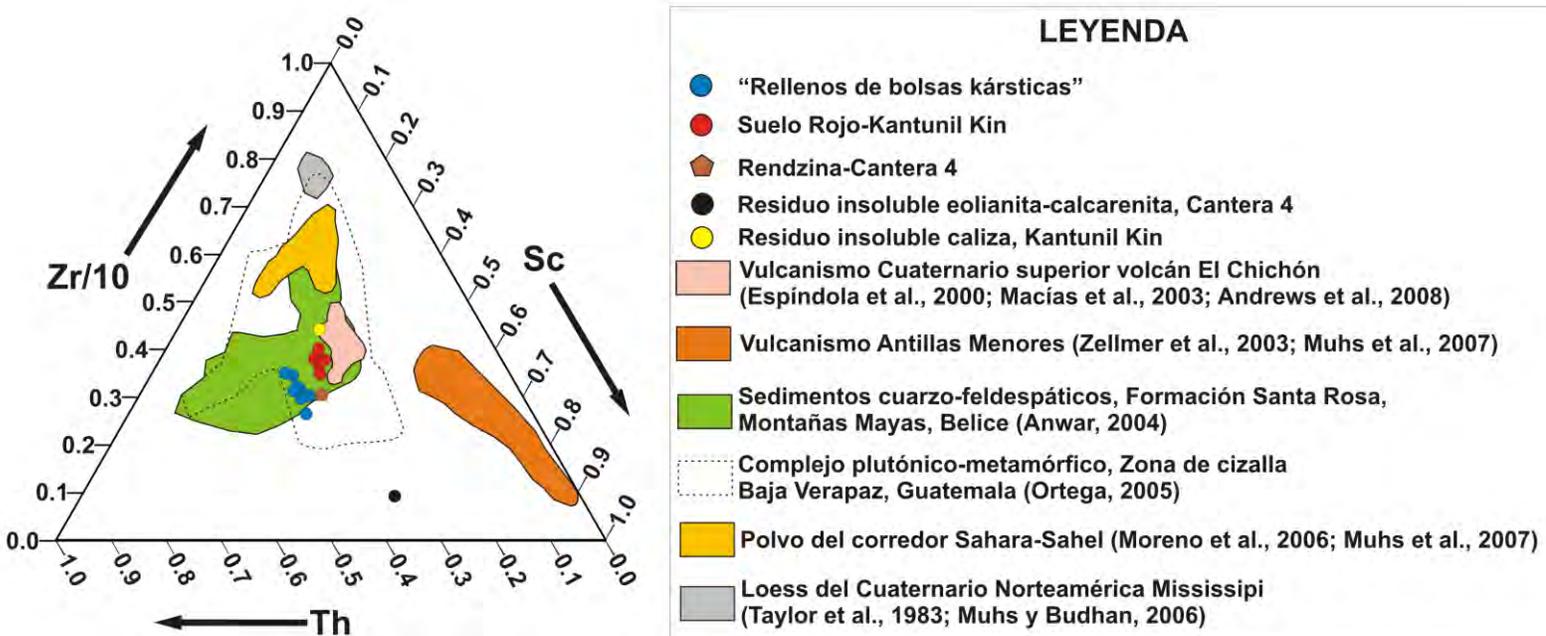


Figura 58. Diagrama Zr-Th-Sc

#### VI.2.4 Comparación entre concentraciones de elementos de tierras raras para definir fuentes de proveniencia

Una forma de utilizar los datos de elementos de tierras raras en estudios de proveniencia, es comparar la abundancia de elementos de tierras raras ligeras (serie contemplada de con respecto a elementos de tierras raras pesadas, utilizando un elemento representativo de cada grupo (Nakai et al.,

1993; Sun, 2002). En este trabajo, se siguió la metodología de Muhs (2007a) y Muhs y Budahn (2009), comparando las relaciones de  $Sm_N/Yb_N$ ,  $La_N/Yb_N$  y  $Gd_N/Yb_N$  (donde N significa el valor normalizado del elemento con respecto a la condrita de McDonough y Sun, 1995) para definir regiones composicionales a fines a los materiales parentales propuestos para los objetos de estudio (“rellenos de bolsas kársticas”, suelos rojos y residuos insolubles de carbonatos). Valores altos de  $La_N/Yb_N$  indican el enriquecimiento de Elementos de Tierras Raras Ligeras con respecto a Elementos de Tierras Raras Pesadas. Típicamente, las rocas sedimentarias postarqueanas presentan valores de  $La_N/Yb_N$  cercanos a 15 (Taylor y McLennan, 1985, 1995; McLennan, 1989). Materiales loessicos como los de Alaska y China, presentan valores de  $La_N/Yb_N$  en el rango de 7 a 10 (Gallet et al., 1996; Jahn et al., 2001; Muhs y Budahn, 2006). Adicionalmente, los valores altos de  $Gd_N/Yb_N$  indican la pérdida de elementos de tierras raras pesadas. El graficar  $Eu/Eu^*$  vs  $La_N/Yb_N$  también ha sido auxiliar en la definición de campos composicionales de diverso origen de sedimentos como el loess (Nakai et al., 1993; Sun, 2002) y de suelos (Muhs, 2007a; Muhs y Budahn, 2009).

La Figura 59 muestra los diferentes diagramas en los que se relacionan los datos conocidos de los posibles materiales parentales con las relaciones de elementos de tierras raras ligeras/elementos de tierras raras pesadas de cada una de las muestras estudiadas.

El gráfico  $Sm_N/Yb_N$  vs  $La_N/Yb_N$  fue dividido en dos partes: las Figuras 59a y b, debido a diferencias en la escala de los valores graficados. La Figura 59, muestra que los valores de los “rellenos de bolsas kársticas” y la Rendzina de la Cantera 4, se agruparon sobre la zona del Vulcanismo Cuaternario del Volcán Chichón (además de que se encuentran incluidos, en general, en el Vulcanismo Centroamericano). La franja de influencia de materiales cuarzo-feldespáticos también se encuentra traslapada con las regiones mencionadas, aunque el vínculo con El Chichón es más claro. Los horizontes de Suelo muestran cercanía con los materiales cuarzo-feldespáticos de Centroamérica (algo también

observable en la Figura 59b), junto con los residuos insolubles colectados tanto en la calcarenita como en la roca tipo mudstone de Kantunil Kin. Fue llamativo que los materiales del Sahara (Figura 59b), también presentaran una ligera cercanía con los valores de los horizontes de Suelo Rojo. El diagrama  $Sm_N/Yb_N$  vs  $La_N/Yb_N$ , permitió determinar que la influencia del Vulcanismo de las Antillas Menores y el Loess de Norteamérica es prácticamente nula dentro de los materiales edáficos y residuos estudiados.

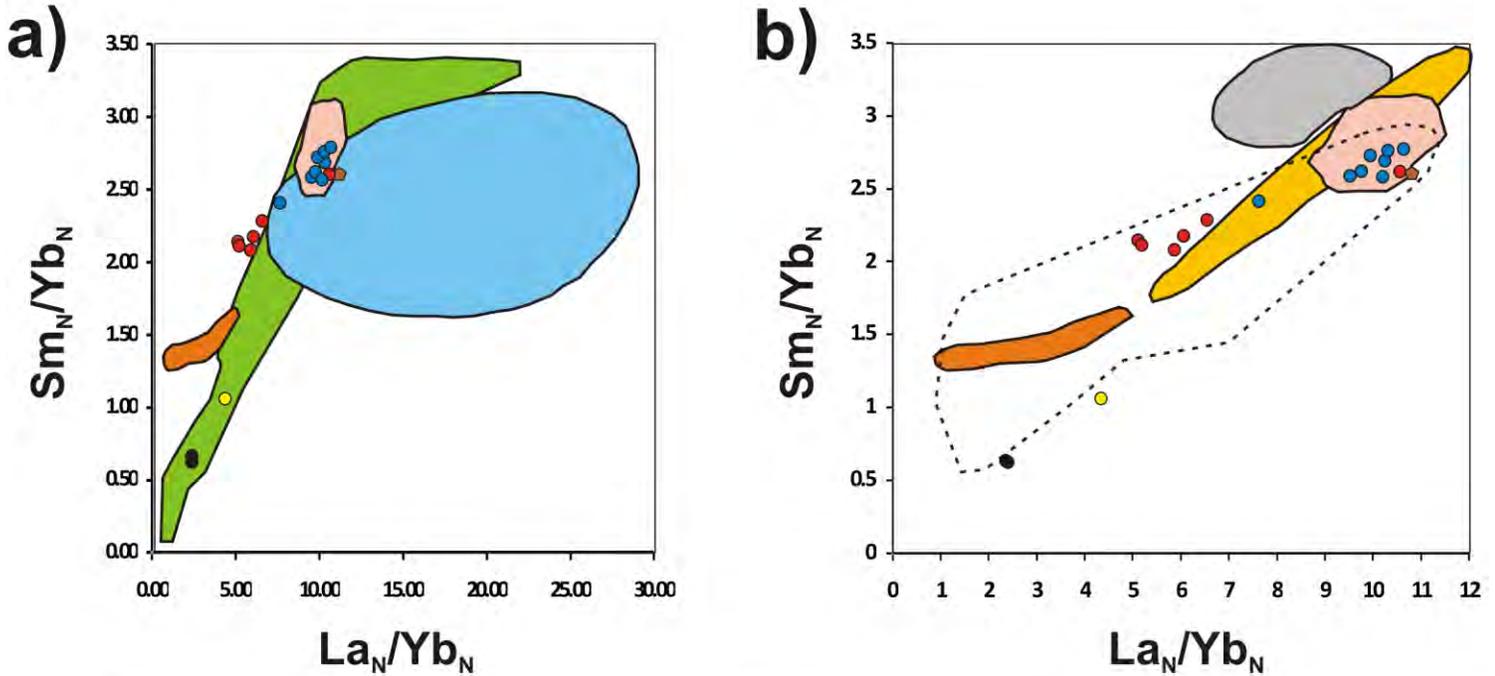


Figura 59. Relaciones  $Sm_N/Yb_N$  vs  $La_N/Yb_N$  para discriminar fuentes de proveniencia

**VI.2.5 Patrones de elementos de tierras raras de acuerdo a la normalización con condrita**

Al realizar la normalización a la condrita con los datos de McDonough y Sun (1995) (Figura 60), se distinguió que los patrones de las muestras de “rellenos de bolsas”, suelo rojo de Kantunil Kin y Rendzina, son los característicos de rocas o sedimentos de la corteza continental superior (Taylor y McLennan, 1985, 1995; McLennan, 1989; Gallet et al., 1996, 1998; Jahn et al., 2001; Muhs y Budahn, 2006). En lo general, en las muestras mencionadas se observa el enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras con una anomalía de Eu negativa, junto con el empobrecimiento de los elementos de tierras pesadas. Sin embargo, aún dentro del patrón general de los materiales edáficos estudiados, se distinguieron algunas diferencias. En los horizontes 2AB, 2Bt1 y 2Bt2 del sitio Cantera 3.2 y en el horizonte BC del suelo rojo de Kantunil Kin, se observó una anomalía de Ce negativa. En el resto de los materiales edáficos no se distinguió una anomalía de Ce tan pronunciada.

En lo que respecta a los residuos de insolubles de rocas carbonatadas, sus patrones son diferentes en comparación a los materiales edáficos y a los “rellenos de bolsas”. Por un lado, se tienen los patrones de los residuos de las calcarenitas que alojan a los “rellenos de bolsas kársticas”, los cuales denotan una anomalía de Ce negativa y una anomalía de Eu también negativa, aunque ésta última, no es tan pronunciada como las de los “rellenos” y las Rendzinas. Llama la atención, el que la concentración de Elementos de Tierras Pesadas en el residuo de calcarenita de la Cantera Delta, llegue a ser muy similar a la de los Elementos de Tierras Raras Pesadas de los “rellenos”. Sin embargo, si se comparan los patrones de la calcarenita-eolianita con el residuo insoluble estos son iguales, aunque el residuo presente mayor concentración de elementos de tierras raras ligeras (algo que puede estar vinculado a la ineficacia de la disolución ácida, la cual no destruyó por completo a los carbonatos).

El residuo insoluble de la roca carbonatada de Kantunil Kin, mostró un patrón diferente al de los residuos de las calcarenitas, ya que se observó una anomalía de Ce ligeramente positiva. La anomalía del

Eu se mantuvo negativa, y con los elementos de tierras raras pesadas empobrecidos con respecto a los elementos de tierras raras ligeras (sin alcanzar las concentraciones de los elementos de tierras raras pesadas del perfil del suelo rojo).

En lo que respecta a los carbonatos subyacentes, los patrones de elementos de tierras raras también guardaron ciertas diferencias entre sí (aunque lo dominante fue la baja concentración de elementos de tierras raras con respecto al resto de los materiales analizados, además de la presencia de la anomalía negativa del Ce). En la muestra de residuo de caliza tipo mudstone de Kantunil Kin, fue evidente el enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras con respecto a los elementos de tierras raras pesadas (lo que generó una pendiente, incluso más pronunciada que la observada en los suelos, “rellenos” y residuos) y la ausencia de la anomalía de Eu, mientras que en las calcarenitas se observó la tendencia a un patrón “plano” de los elementos. En el patrón de las calcarenitas, es muy llamativo el hecho de que presentan una ligera anomalía positiva del Eu.

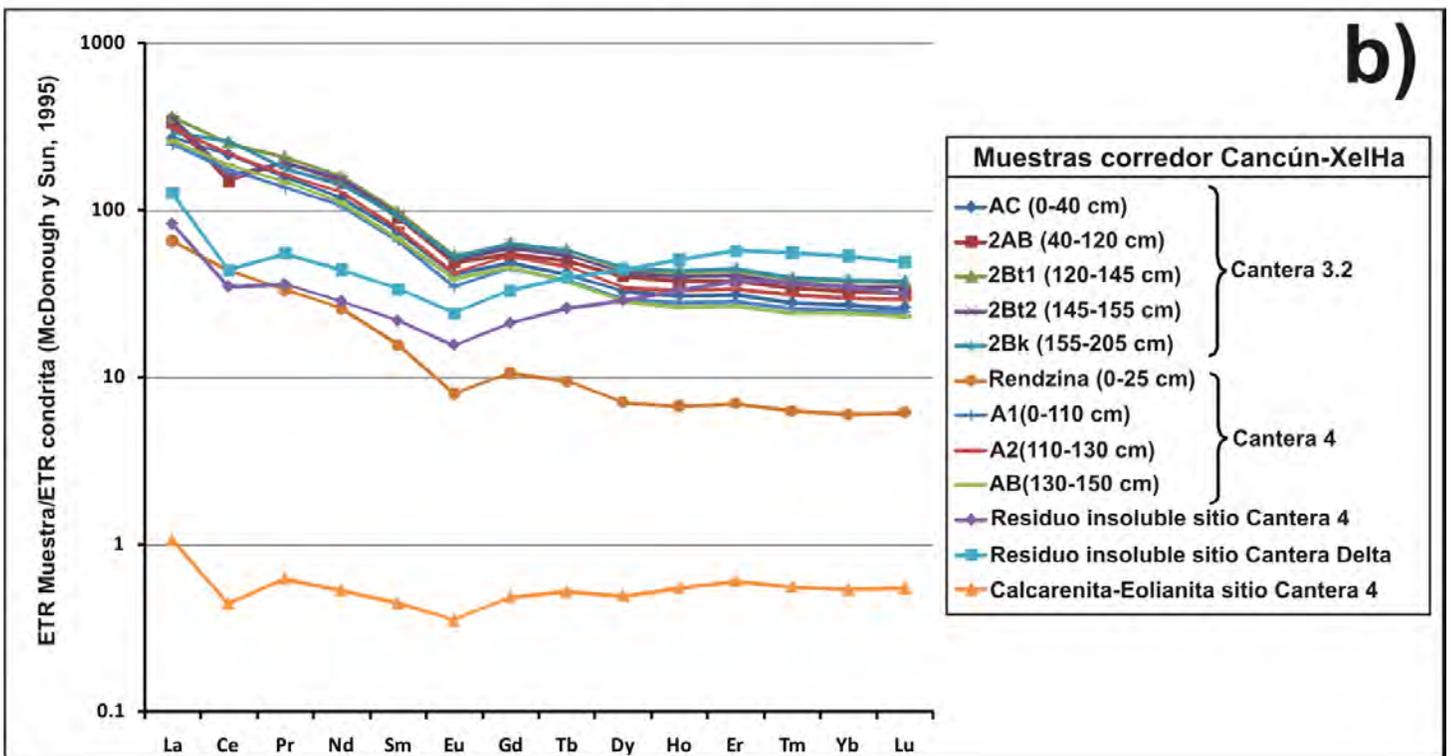
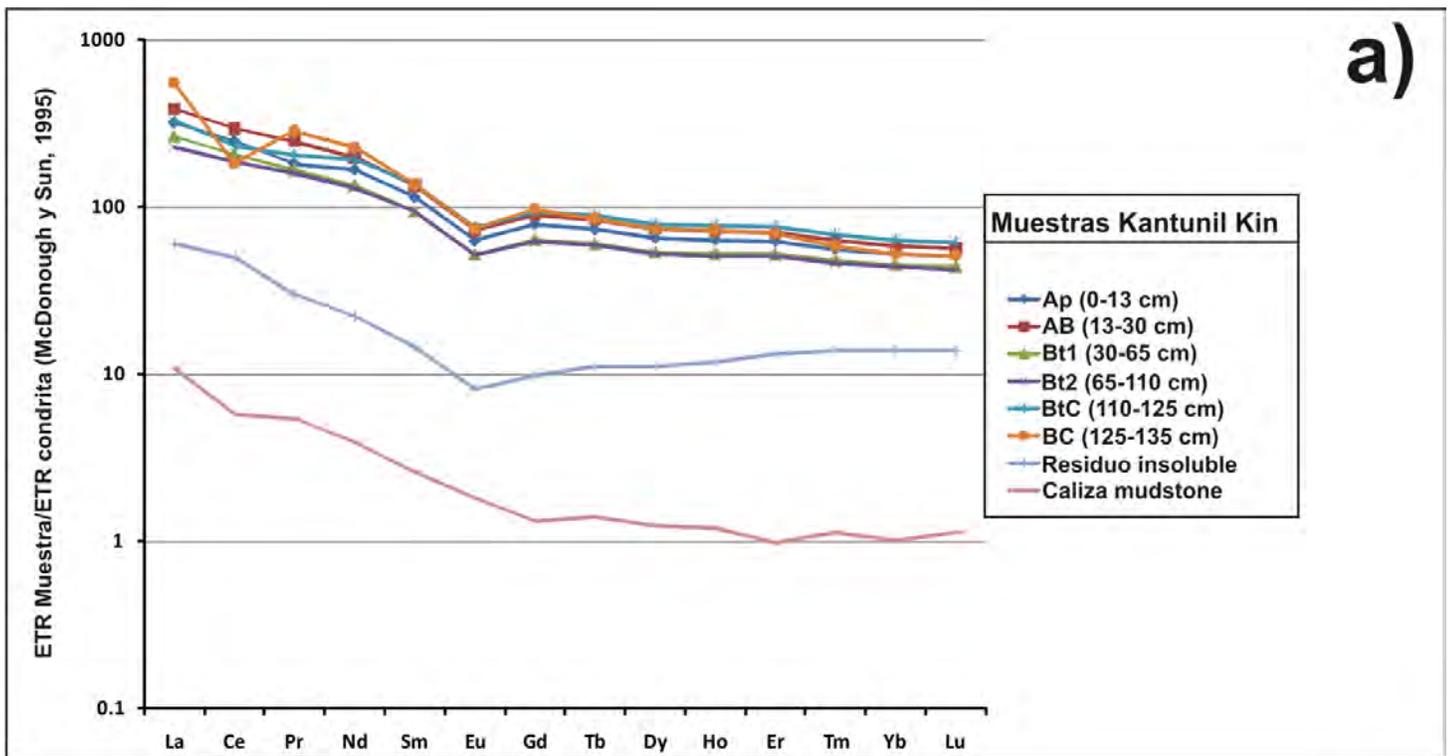


Figura 60. Patrones de elementos de tierras raras para las localidades estudiadas.

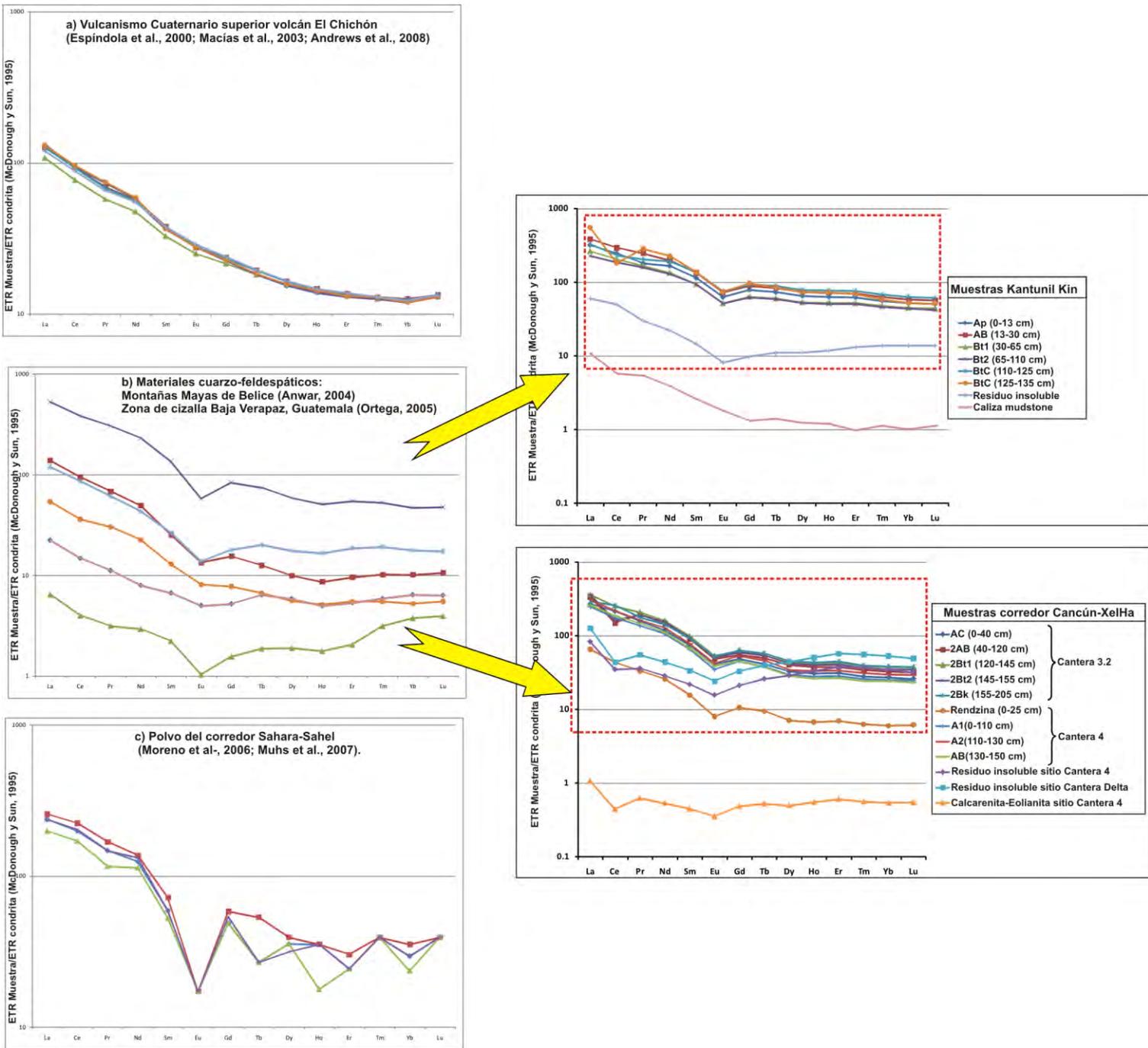
### **VI.2.5.1 Comparación entre los patrones de elementos de tierras raras encontrados y posibles materiales parentales**

Al comparar los patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita de los suelos y “rellenos” o pedosedimentos, con los patrones de las fuentes más probables de materiales alóctonos, se logró notar una similitud muy cercana con los materiales cuarzo-feldespáticos de las regiones de Belice y Guatemala (los cuales comprenden granitos y rocas metamórficas de diversos grados). Inclusive, el residuo insoluble de la caliza de Kantunil Kin, mostró también un patrón muy similar a ciertos granitos del centro de Guatemala de la región Baja Verapaz (Ortega, 2005).

La similitud entre el residuo insoluble de la calcarenita de las Cantera 4 y Delta, y ciertos materiales parentales, es más difícil de distinguir, sobre todo por la presencia de la anomalía negativa de Ce (la cual no es tan pronunciada en los posibles materiales parentales. Como se propuso en la anterior sección, éste rasgo puede ser producto de la presencia de carbonatos, que no fueron totalmente destruidos en el proceso de disolución en laboratorio.

De acuerdo a las diversas evidencias colectadas, y comparando los materiales propuestos como fuentes de material parental en cuanto a los patrones de Elementos de Tierras Raras mostrados en la Figura 61 parece factible el proponer que el mezclado de fuentes, generó las cubiertas edáficas estudiadas. Como se mencionó en párrafos anteriores, la afinidad más cercana se observó en los materiales cuarzo-feldespáticos, los cuales podrían estar mezclados con los patrones volcánicos de El Chichón. Lo que es muy evidente es la gran diferencia entre los patrones de El Chichón y el Polvo del Sahara, y los materiales estudiados en este trabajo, lo cual indica que dichas fuentes, por si solas no podrían generar las cubiertas edáficas estudiadas. En el Polvo del Sahara, fue muy evidente lo abrupto de la anomalía de Eu, mientras que en El Chichón, apenas si es perceptible esta última. No puede negarse el hecho de que el aporte de firmas adicionales a los materiales propuestos, además del intemperismo,

modifique su patrón original, sin embargo, parece más factible que los materiales edáficos estudiados deriven más fácilmente de los materiales cuarzo-feldespáticos de Guatemala y Belice.



**Figura 61.** Comparación de patrones de elementos de tierras raras normalizados a condrita (McDonough y Sun (1995) de probables fuentes de material parental: a)Volcán El Chichón; b)materiales cuarzo-feldespáticos de Guatemala y Belice; c)Polvo del corredor Sahara-Sahel. Del lado derecho se observan los patrones obtenidos para los diferentes materiales analizados en este trabajo.

***VI.2.6 Las concentraciones de elementos de tierras raras en los minerales encontrados en la cubierta edáfica: ¿dan evidencia del vínculo con materiales parentales específicos?***

**VI.2.6.1 Mineralogía y distribución de elementos de tierras raras**

Dada la alta proporción de fracción arcilla registrada en todas las muestras estudiadas, autores como Laveuf et al. (2008) y Temur et al. (2009), defienden el hecho de que la mayor parte de los Elementos de Tierras Raras se concentran en dicha fracción (reflexionando, sobre la correlación que existe entre la concentración de elementos de tierras raras y el  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), principalmente en lo correspondiente a los elementos de tierras raras ligeras, concentrados en minerales del grupo de la vermiculita. La tendencia a una anomalía negativa del Ce, también se encuentra a favor de la localización de dichos elementos en la vermiculita y sus interestratificados (Laveuf et al., 2008). Sin embargo, existen algunos puntos a discutir, por ejemplo, la presencia de minerales pesados como la monacita y la epidota en la fracción arena, las cuales son ricas en elementos de tierras raras, y que puede llegar a concentrar hasta un 60% de dichos elementos (Rosenblaum y Mosier, 1983).

En los horizontes con rasgos de óxido-reducción, como los B, la expresión de una anomalía positiva de Ce (vinculada con la oxidación de  $\text{Ce}^{+3}$  a  $\text{Ce}^{+4}$  durante procesos hidromórficos), puede estar relacionada con la acumulación de Ce en los óxidos de Fe y Mn (Rankin y Childs, 1976; Xing y Dudas, 1993; Steinmann y Stille, 1997; Land et al., 1999; Yan et al., 1999; Coelho y Vidal, 2000; Palumbo et al., 2001; Ma et al., 2002; Compton et al., 2003; Huang y Wang, 2004). Investigaciones como las de Ma et al. (2002) en suelos con avanzados grados de intemperismo, determinaron que hasta el 70% del Ce se encontraba en los óxidos de Fe-Mn. Las condiciones de formación de los óxidos, especialmente en su interacción con la solución del suelo, ocasionan concentraciones diferentes de elementos de tierras raras.

En lo que corresponde a los minerales pesados encontrados en la fracción arena, éstos son conocidos ampliamente por contener elementos de tierras raras, además de elementos como el Zr y el Ti (Braun et al., 1990; Walter, 1991; Braun et al., 1998; Aubert et al., 2001; Aide y Pavich, 2002; Takahashi et al., 2003; Kanazawa y Kamitani, 2006). El cuarzo no contiene elementos de tierras raras (Compton et al., 2003). Se considera, en general, que los feldespatos contiene pocas cantidades de elementos de tierras raras, excepto de Eu (Condie et al., 1995). El granate se encuentra enriquecido preferencialmente en elementos de tierras raras pesadas (Walter, 1991). Los minerales del grupo de la epidota pueden llegar a contener más del 20% de elementos de tierras raras (Braun et al., 1993; Ercit, 2002) de su composición, concentrándose sobre todo en elementos de tierras raras ligeras (Pan et al., 1994; Tyler, 2004a). La monacita del sitio Kantunil Kin es un mineral con presencia de fosfatos, lo cual también puede incrementar la concentración de elementos de tierras raras.

El cuarzo es pobre en elementos de tierras raras y resistente al intemperismo, actuando como un diluyente en los suelos con dichos elementos (Hardy y Cornu, 2006). La pedogenesis de materiales parentales ricos en feldespatos, ocasionará una redistribución en elementos como el Eu (Panahi et al., 2000), sin embargo, esto no es evidente en ninguna de las muestras estudiadas.

Los carbonatos muestran, por lo general, bajas concentraciones de elementos de tierras raras (Bonnot, 1981; Reeder y America, 1983; Henderson, 1984), por lo tanto, actúan como diluyentes (Bernat, 1975) (excepto en aquéllos formados por soluciones hidrotermales o provenientes de magmas carbonatíticos) (Christie et al., 1998; Stipp et al., 2006).

El patrón estudiado en los elementos de tierras raras de las muestras de carbonatos estudiados en la Cantera 4 y el perfil de Kantunil Kin, muestra un comportamiento muy particular, con un enriquecimiento de elementos de tierras raras ligeras sobre los elementos de tierras raras pesadas, con una anomalía de Ce negativa y sin anomalía de Eu, características ya estudiadas en otras regiones del

planeta (Haskin y Gehl, 1962; Reeder y America, 1983; Henderson, 1984; Christie et al., 1998; Kanazawa y Kamitani, 2006). Dichos rasgos son muy diferentes a lo observado en los patrones de subyacentes de Rendzinas y suelos profundos. Lo primero que salta a la vista (Figura 60) es que en los materiales edáficos, la anomalía de Ce es positiva (y en los carbonatos es negativa), salvo en horizontes con rasgos de oxido-reducción como son algunos Bt (tanto de “rellenos” como del suelo rojo). Por tanto, el patrón de elementos de tierras raras tanto para el suelo rojo, “rellenos” y Rendzina forzosamente tuvo que pasar por una adición de materiales alóctonos para que la firma de carbonatos y del residuo insoluble cambiara tanto. En particular, los residuos insolubles, mantuvieron el patrón de los carbonatos, con el consiguiente enriquecimiento en las concentraciones de elementos de tierras raras, denotando que es en esos materiales silicatados donde se concentran dichos elementos. El residuo de la caliza tipo mudstone de Kantunil Kin, presentó un patrón más parecido al de los horizontes de suelo subyacente, lo que conlleva a proponer que la participación de dicho residuo es mayor en la génesis del suelo (en comparación del residuo obtenido en las calcarenitas de las Canteras 4 y Delta).

### **VI.3 MODELOS DE PROCESOS PEDOGENÉTICOS: TIPO, DISTRIBUCIÓN VERTICAL E IMPACTO ACUMULATIVO**

#### ***VI.3.1 Los suelos rojos (Luvisoles): ¿indicadores de una mayor estabilidad geomórfica?***

Los procesos que forman los rasgos particulares de los suelos rojos, no se encuentran limitados sólo a la incorporación de silicatos de origen autóctono o alóctono. Dichos componentes han sido alterados mediante una serie de procesos complejos, lo cual ha transformado profundamente el material parental que dio origen al suelo. El estado avanzado de intemperismo es evidente por los datos mineralógicos y micromorfológicos. Como es observable en el diagrama  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$  (Figura 54), la

posición de los suelos rojos en relación a todas las fuentes posibles de material parental, es extrema. La presencia de los elementos analizados no pudo ser generada solamente por una mezcla de materiales. La desilificación de todos los materiales de referencia es necesaria para proveer el enriquecimiento de Fe y Al, para crear minerales secundarios estables.

La abundancia de material fino arcilloso, pigmentado con óxido de hierro pedogenético (principalmente la variedad cristalina extraída con ditionita-citrato-bicarbonato,  $Fe_d$ ) también son indicadores de un alto grado de intemperismo. Además, la fracción arcilla es dominada por kaolinita con menores cantidades de vermiculita, mientras que la illita (identificada como la fase dominante del residuo insoluble de la caliza de Kantunil Kin) es baja o está ausente. De las fuentes de material parental propuestas, ninguna presenta las propiedades únicas (texturales y mineralógicas) de la masa basal. Por otro lado, la kaolinita y los óxidos de hierro (del tipo hematita-goethita) son materiales típicamente neoformados, generados por intemperismo bajo climas tropicales húmedos y subhúmedos. La alteración, se presenta en las regiones superficial y media del perfil, disminuyendo en los horizontes BC en los cuales se encuentran abundantes carbonatos.

La iluviación de arcilla es un proceso que contribuyó significativamente al enriquecimiento de arcilla en los horizontes medios y profundos del suelo. Las observaciones micromorfológicas denotaron la existencia de iluviación en los horizontes Bt, no obstante, su presencia es pobre y los recubrimientos de arcilla son muy delgados. Los mayores edaforrasgos de iluviación de arcilla se encontraron en el horizonte BCK. Dichos rasgos son muy interesantes, dado que es un patrón muy similar a la distribución de la iluviación de arcilla que se ha observado en Terra Rossa de las costas de Marruecos (Bronger y Sedov, 1997; 2003). El horizonte BCK (actúa como un frente de lixiviación de carbonatos), es la región más favorable para la precipitación y suspensión de arcilla, debido a los siguientes fenómenos propuestos:

- 1) Alta concentración de cationes en la solución del suelo, lo cual promueve la coagulación de la fracción arcilla.
- 2) Abundante espacio poroso, disponible para hospedar el depósito de arcilla (microkarst).

Siguiendo las interpretaciones de Bronger y Sedov (1997, 2003), se propone que la gran cantidad de masa basal arcillosa que rellena las áreas libres de carbonatos del horizonte B<sub>Ck</sub>, se ha originado de la fragmentación e incorporación de edaforrasgos de iluviación que previamente se habían desarrollado. Se propone el siguiente mecanismo: las partículas de arcilla son depositadas como películas de iluviación sobre la superficie de los carbonatos, aunque éstos últimos sean inestables. El avance paulatino de las partículas de arcilla fragmenta los carbonatos (pedoturbación), los cuales previamente constituían una “trampa” para la precipitación de arcilla. Así, las películas arcillosas “nuevas”, incorporan a las “viejas” en una masa basal que ocupa el lugar liberado por los carbonatos. Los fragmentos de las películas arcillosas “viejas” todavía son reconocibles gracias a su apariencia de bloques y su alta birrefringencia. Otro mecanismo de removilización del material arcilloso rojizo es la bioturbación (también evidente en la región baja del perfil).

Aún con la explicación expuesta, quedan algunas dudas: ¿Por qué hay mucho menos películas de arcilla en los horizontes B<sub>t</sub> que en los B<sub>Ct</sub> y B<sub>Ck</sub>? Una respuesta puede ser que no existe mucha porosidad disponible para la precipitación de arcilla, debido a lo compacto de la microestructura. Aún más importante es que dichos horizontes son afectados por pedoturbación debido a dos procesos pedogenéticos identificados micromorfológicamente: 1) los cutanes de estrés, como evidencia de procesos vérticos o “argilopedoturbación” (Nettleton et al., 1969), generados por el fenómeno de expansión-contracción; 2) agregados zoogénicos y cámaras como punto de actividad de la mesofauna, la cual se extiende en zonas profundas del perfil. Los procesos de pedoturbación son típicos en climas con períodos de humedad-sequía muy contrastantes –lo cual está de acuerdo con la actual distribución de la

precipitación en Quintana Roo. Dichos procesos destruyen las películas de arcilla e incorporan material a la masa intra-pedal. El proceso de iluviación contribuye a la acumulación de la fracción arcilla, identificable mediante el análisis de tamaño de grano; sin embargo, fue evidente mediante la micromorfología, que la mayoría de los indicadores de dicho proceso se han perdido (con excepción de la generación de cutanes más “jóvenes”).

Al integrar todas las evidencias disponibles, éste trabajo propone que los procesos pedogenéticos que han actuado sobre los suelos rojos de Quintana Roo, se han direccionado por el intemperismo avanzado de minerales silicatados derivados de fuentes autóctonas y alóctonas, y por la iluviación de arcilla. La interpretación presentada en este trabajo, difiere significativamente del modelo geoquímico propuesto recientemente por Merino y Banerjee (2008) para la génesis de la Terra Rossa. Dichos autores justifican, que el desarrollo de las concentraciones de arcilla cerca del contacto entre el Suelo Rojo y la caliza, se deben a la síntesis de minerales de arcilla producto de la disolución del Si, Al y otros elementos que se producen por el intemperismo de silicatos (alóctonos) en los horizontes superiores, generando un frente de reacción que va avanzando a profundidad, realizando una sustitución isovolumétrica del carbonato de calcio por arcilla. El esquema de Merino y Banerjee (2008) coincide con este trabajo respecto a la alteración de los silicatos primarios, pero difiere con la caracterización del proceso de iluviación: la traslocación de la arcilla en suspensión y su posterior coagulación, son más probables que la migración de elementos en solución y su posterior síntesis. El modelo de Merino y Banerjee (2008) requiere de una gran distancia para la migración vertical (1.0-1.5 m) de elementos en solución como el Si, Al y Fe, a través de los horizontes A y Bt, hasta alcanzar la profundidad de reacción con el BC (es decir, la zona de síntesis de la arcilla). La ligera acidez, cercana al medio neutral en Kantunil Kin, corresponde a las condiciones de mínima solubilidad para los componentes silicatados primarios. Para el modelo propuesto en ésta tesis, la síntesis de arcillas kaolínicas y óxidos de hierro, toma lugar entre los horizontes A y Bt, y no en la región profunda del perfil. El pH ligeramente ácido a neutral en el

ambiente del suelo, provee el medio más favorable para la migración de la arcilla en suspensión (Gomber y D'Hoore, 1971; Pedro et al., 1978; Duchaufor, 1982).

### **VI.3.1.1 Interacción de pedogénesis y procesos geomórficos en el desarrollo de los suelos rojos (Luvisoles) de la región noreste de Quintana Roo**

El esquema de mezcla de materiales parentales de diferente origen y su posterior "digestión" debido a la pedogénesis, deja algunas preguntas sin contestar:

- 1) ¿Por qué la masa basal del suelo, la cual es dominada por productos de intemperismo avanzado (con tendencia a un estadio ferralítico), todavía contiene algunos silicatos inestables (por ejemplo: plagioclasa, micas y piroxenos) que presentan una distribución desigual en el perfil?
- 2) ¿Cuál es el origen de los materiales de suelo retrabajados?

Parte de las respuestas a éstas preguntas, consiste en la posibilidad de múltiples eventos de erosión-redeposición e incorporación de pedosedimentos al suelo. Esto puede explicarse con la presencia de materiales de suelo redepositado, incluyendo aquéllos que han demostrado procesos y rasgos no reproducidos en la pedogénesis actual. Puede suponerse, que dichos rasgos no compatibles con la pedogénesis reciente, son derivados de suelos preexistentes con diferentes grados de pedogenesis (y que no se conservaron en el relieve, debido a la erosión). Esto también puede explicar la incorporación de proporciones nuevas de silicatos alóctonos frescos (por ejemplo, los pulsos de erupciones volcánicas o de "tormentas" de polvo, también pudieron quedar registrados dentro del cuerpo de suelo rojo). El resultado es un cuerpo de suelo producto de la interacción de una serie compleja de procesos geológicos y pedogenéticos, alternados durante el lapso prolongado de exposición de la superficie carbonatada de rocas precuaternarias (Figura 62).

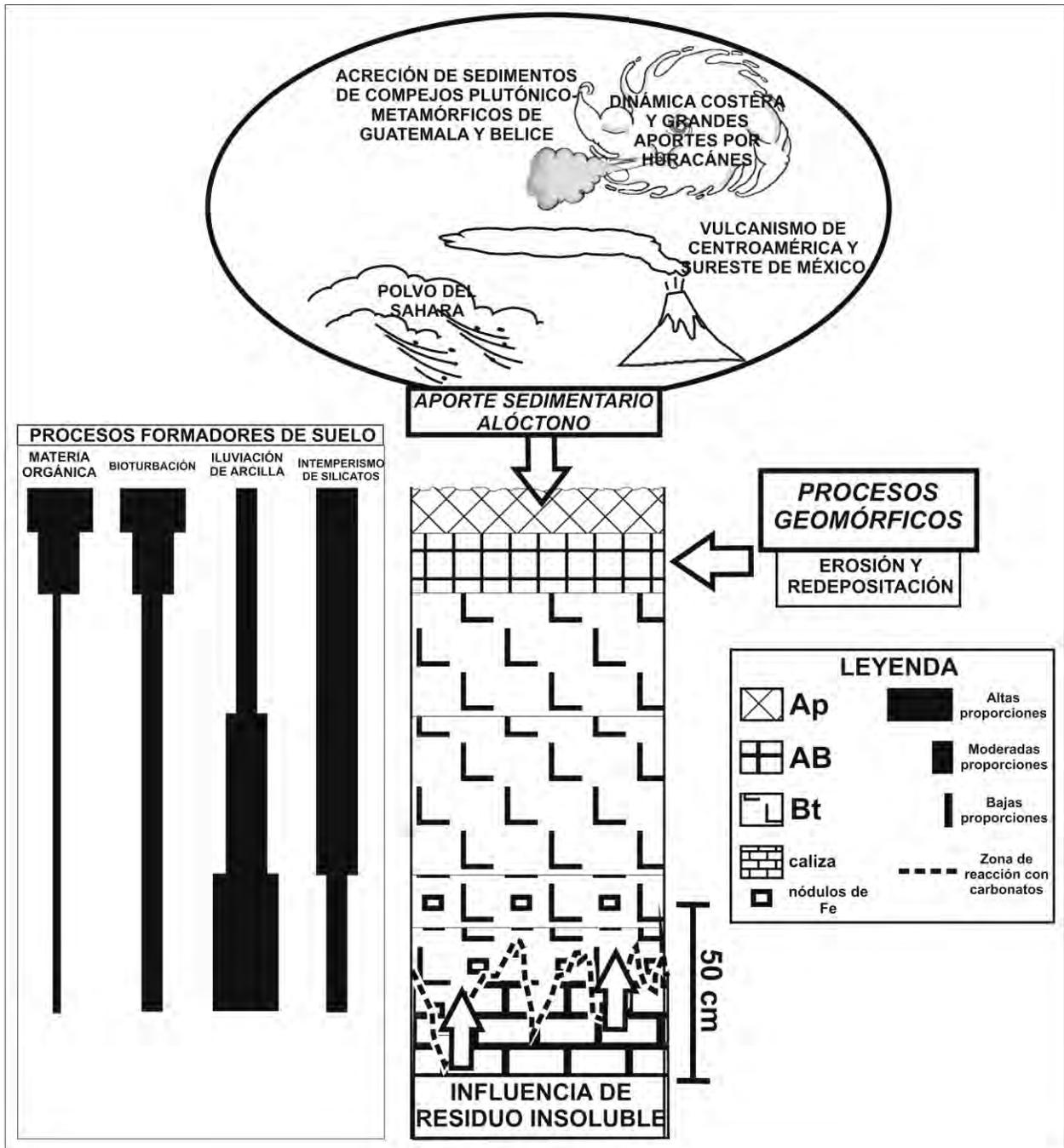


Figura 62. Modelo de génesis del suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Quintana Roo.

### VI.3.2 Los Pedosedimentos en depresiones kársticas

El grado de intemperismo de los materiales estudiados se puede considerar moderado, según lo indicado por los datos del índice  $K_i$ , aunque en el Suelo Rojo de Kantunil Kin se distinguió por presentar valores más altos con respecto a las Rendzinas y los pedosedimentos. La desilificación de los objetos de estudio es incompleta; el sílice todavía es alto, en comparación a otras regiones del Caribe (con suelos bauxíticos, por ejemplo en Bahamas y las Antillas), mientras los contenidos de aluminio y hierro son incipientes.

En el caso de los pedosedimentos de la Cantera 4, la fracción arena se encuentra dominada por silicatos inestables como plagioclasas, ferromagnesianos y vidrio volcánico. En la fracción arcilla la presencia de minerales de estructura 2:1 (vermiculita hidrox-interestratificada) es comparable o superior a la de componentes kaoliniticos. Dichas características no corresponden a las fases de *intemperismo ferralítico* (representado por el horizonte ferralico en la Base Referencial Mundial del Recurso Suelo-IUSS Working Group WRB 2006), las cuales son de las etapas de mayor desarrollo en suelos y regolitas de los trópicos. No obstante la acumulación de óxidos de Fe pedogénico (altos valores de Fe extraído con ditionito-citrato-bicarbonato) y su alta cristalinidad (baja relación  $Fe_o/Fe_d$ ), junto con la presencia de kaolinita como segundo mayor componente de la fracción arcilla, son signos de una tendencia hacia la formación de un estadio ferralítico.

La presencia de vermiculita hidrox-interestratificada es muy informativa para caracterizar el ambiente del suelo en el cual se han dado transformaciones minerales. Este componente es conocido por formarse en un medio ácido, donde existe una movilidad relativa del aluminio, además de requerir de minerales de arcilla (vermiculita o esmectita) como precursores para su síntesis (Barnhisel, 1977). Se trata de un mineral más típico de ambientes húmedos forestales (Grigor'yeva et al., 1986).

Además del grado de intemperismo, otra serie de procesos pedogenéticos han sido identificados. La acumulación de humus es evidente en los valores de Carbono orgánico, así como en la presencia de pigmentos orgánicos oscuros, tanto en los pedosedimentos que rellenan cavidades kársticas, como en el epipedón del suelo rojo de Kantunil Kin. La disminución en el contenido de humus es notable con el incremento de la profundidad, tanto en las “bolsas kársticas” grandes, como en el suelo rojo de Kantunil Kin.

La actividad de la mesofauna provocó el desarrollo local de una microestructura granular coprogénica. No obstante el decremento con la profundidad, existen evidencias de bioturbación en los horizontes más profundos, tanto de “bolsas kársticas” como del suelo rojo de Kantunil Kin.

Finalmente, tanto las observaciones de campo como las micromorfológicas demostraron la presencia de calcita primaria y secundaria. En el caso de los rellenos de pedosedimentos, se observó que los carbonatos primarios no fueron completamente lixiviados. La localización de la calcita secundaria (rellenos de poros y puentes entre agregados libres de carbonatos) denota una precipitación reciente. Esto se encuentra de acuerdo con las características del clima actual: aunque aparentemente se tiene una alta precipitación, los valores de evapotranspiración son mayores, por lo que no existe un exceso de agua (lo que evita las condiciones de lavado) durante la estación húmeda (CONABIO, 2009).

Los pedosedimentos de las canteras de Quintana Roo presentan un mosaico interesante de procesos pedogenéticos, mucho más amplio que la descripción de protosoles calcareníticos que Carew y Mylroie (2001) utilizaron para describir rasgos similares en eolianitas de Bahamas.

### **VI.3.2.1 Contradicciones entre los procesos pedogénéticos descritos**

El intemperismo de silicatos primarios, así como la formación de kaolinita y vermiculita hidroxi-interestratificada requieren de descalcificación, lavado y un ambiente ácido en el suelo. No obstante, dichas condiciones no están de acuerdo con los procesos recientes de precipitación de carbonatos. Aún más llamativo es el hecho de que el ambiente requerido para la síntesis de los minerales y procesos mencionados, también pudo ser improbable en el pasado (la presencia de carbonatos primarios supone que los rellenos de pedosedimentos nunca se descalcificaron, con lo que difícilmente existió una reacción ácida). Con lo observado, se deduce que los rasgos pedogenéticos no pueden ser explicados como un proceso lineal e *in situ* en la formación de suelo. Por ello, es necesario recurrir a un *modelo poligenético*. Con la información obtenida, se puede especular que la matriz de los pedosedimentos fue previamente intemperizada, antes de rellenar las cavidades kársticas.

### **VI.3.2.2 La acumulación de los pedosedimentos en las cavidades kársticas en relación a la estabilidad del paisaje**

Las siguientes consideraciones generales, producen el marco conceptual que explica porque los perfiles estudiados en los “rellenos” de cavidades kárstica, no se formaron como un modelo continuo de desarrollo:

- 1) El residuo insoluble sólo representa una muy pequeña proporción del material parental carbonatado así, después de la disolución de la caliza y del desarrollo de la cavidad kárstica, lo único que se tendría sería una capa residual muy delgada en el fondo de la cavidad, que no alcanzaría a rellenar ésta (Figura 63). Las siguientes aproximaciones, basadas en los resultados

de la disolución experimental de la calcarenita del sitio Cantera 4, proponen una estimación de la contribución del residuo insoluble a la masa total del material edáfico.

Primero, se debe conocer la cantidad de residuo insoluble, que se generaría de la disolución total del volumen de roca (que una vez ocupó el espacio de la cavidad en la calcarenita). Para ello, la cavidad de la Cantera 4 se aproximó a una esfera de 150 cm de diámetro. La calcarenita, originalmente ocupó dicho espacio, teniendo una densidad real de  $1.91 \text{ g/cm}^3$  (Landa, 2007), con lo cual tenía una masa de 3.37 toneladas. Después de la disolución de tal masa de roca, sólo se habrían generado 3.9 kg de residuo insoluble. No obstante, como se estudio en campo, la cavidad se encuentra completamente rellena de material edáfico.

La estimación de la masa edáfica necesaria para llenar la cavidad en forma de esfera, es de 2.2 toneladas, tomando en cuenta que la densidad real del suelo es de  $1.26 \text{ g/cm}^3$  (como valor promedio de horizontes B en los suelos de Yucatán (Amaya et al., 2005). De esta forma, es evidente que el residuo insoluble generado por la disolución de la calcarenita, contribuye con sólo el 0.17% del total de la masa del relleno.

Para producir 2.22 toneladas de suelo (formado sólo por residuo insoluble) sería necesario disolver 2405.41 toneladas de calcarenita, lo que ocuparía un volumen de roca de  $1260.03 \text{ m}^3$ . Éste último valor representa 700 veces el volumen total de la cavidad kárstica en la roca.

Comparando con cuantificaciones previas del residuo insoluble de calizas de Yucatán (Aguilera, 1959b; Isphording, 1978; Gmitro, 1986), los datos de este trabajo concuerdan de manera general, con la baja proporción de residuo insoluble reportada (teniendo como máximo 5% de la masa total de la roca). Duch (1988) calculó (sin ofrecer detalle) con los datos de Aguilera (1959b), que para generar una hectárea de suelo de un metro de profundidad, se requeriría “la disolución total de un volumen de roca de  $625,000 \text{ m}^3$ ”. No obstante, desde el punto de vista de este

trabajo, la probabilidad de intemperismo de tal cantidad de roca propuesta por Duch (1988) parece exagerada. No obstante, el mencionado autor favorece la hipótesis del origen residual de la cubierta edáfica.

- 2) El depósito de materiales alóctonos, transportados por el viento (discutido arriba), pudo generar un suelo muy delgado. No obstante, esta clase de sedimentación, generalmente produce un manto de espesor uniforme que cubre a las superficie de exposición. Es poco probable que la depositación eólica estuviera restringida sólo a algunos puntos de la superficie de exposición (como pudieran ser los “rellenos” de bolsas), mientras que en el resto de la superficie se concentrara menos material.

Esto hace suponer que la erosión de suelos pre-existentes y su transporte a corte distancia, junto con la depositación como pedosedimentos en depresiones kársticas (como lo propusieron Duch, 1988; Sedov et al., 2007, 2008, Cabadas et al., 2010) son los mecanismos responsables del desarrollo de los rellenos estudiados en la Cantera 4. La presencia de componentes pirogénicos – como son fragmentos de carbón y caliza calcinada- encontrados en los rellenos de las cavidades kársticas soportan la hipótesis de la presencia de fuego forestal (Heraud, 1996), que pudo erosionar activamente el suelo e incorporarlo como sedimento. Este tipo de procesos coinciden con los estudios realizados en el Mediterráneo con respecto a la Terra Rossa (Durn, 2003; Yaalon, 1997; Priori et al., 2008). El trabajo de Durn (2003) propone que en áreas carbonatadas, la erosión y depositación del suelo son los procesos responsables de la distribución desigual de la cubierta edáfica (como en “manchones”), así como la acumulación en perfiles profundos de Terra Rossa con un origen coluvial y aluvial.

Entre estas observaciones, existen otras que requieren explicación: ¿Por qué la morfología de los pedosedimentos en las cavidades grandes, difiere tanto de las Rendzinas subyacentes, de las cuales

supuestamente se originaron? Es decir, mientras que los pedosedimentos en las cavidades pequeñas son más parecidos a las Rendzinas (color pardo oscuro, estructura granular, alta concentración de humus), los pedosedimentos de las cavidades mayores muestran propiedades muy distintas con estas últimas: color pardo-rojizo oscuro, estructura en bloques, baja concentración de humus.

Una respuesta a esta interrogante puede ser la influencia de procesos post-deposicionales (diagenéticos), que ocasionan la pérdida de humus y el enrojecimiento, como en el caso de los paleosuelos (Retallack, 1991). No obstante, generalmente, los paleosuelos del Cuaternario tardío no cambian su morfología tan abruptamente.

Otra justificación la puede dar el fuego forestal, el cual influye en la erosión del suelo. Al someterse a quema, el suelo es afectado por diferentes gradientes térmicos, dependiendo de la duración de la exposición al fuego y de la profundidad del suelo, lo cual puede modificar parámetros edáficos, en especial, incrementando el pH (Iglesias et al., 1997). Cuando el fuego es de intensidad moderada (es decir, la temperatura superficial del suelo se encuentra entre 300-400 °C) se producen cenizas negras y la vegetación no es totalmente destruida. Si el fuego es intenso (en la superficie el suelo excede los 500 °C), existe una combustión total de los componentes orgánicos lo que produce cenizas blancas, ocasionando que el horizonte más superficial cambie a un color rojizo y el horizonte subyacente presente un color negro (Boyer y Dell, 1980; Ulery et al., 1993; Ulery et al., 1996).

En fuegos de gran intensidad, la composición de las cenizas dependerá del tipo de planta, su edad y región corporal de la misma. La composición de la ceniza es dominada por Ca, Mg, K, Si, fosfatos y carbonatos ( $\text{CaCO}_3$ ) y en menor proporción Mn (Wattez y Courty, 1987; Etiégni y Campbell, 1991; Ulery et al., 1993; González et al., 1996). La precipitación de calcita es influenciada por el aumento del Ca y del pH en el ambiente (Pettijohn et al., 1972).

Los filosilicatos y óxidos de hierro pueden ser alterados por las altas temperaturas durante los incendios. La kaolinita puede ser completamente destruida y empobrecerse su presencia considerablemente en los horizontes más superficiales (Sertsu y Sanchez, 1978; Fitzpatrick, 1980; González et al., 1992, Iglesias et al., 1994; Ulery et al., 1996).

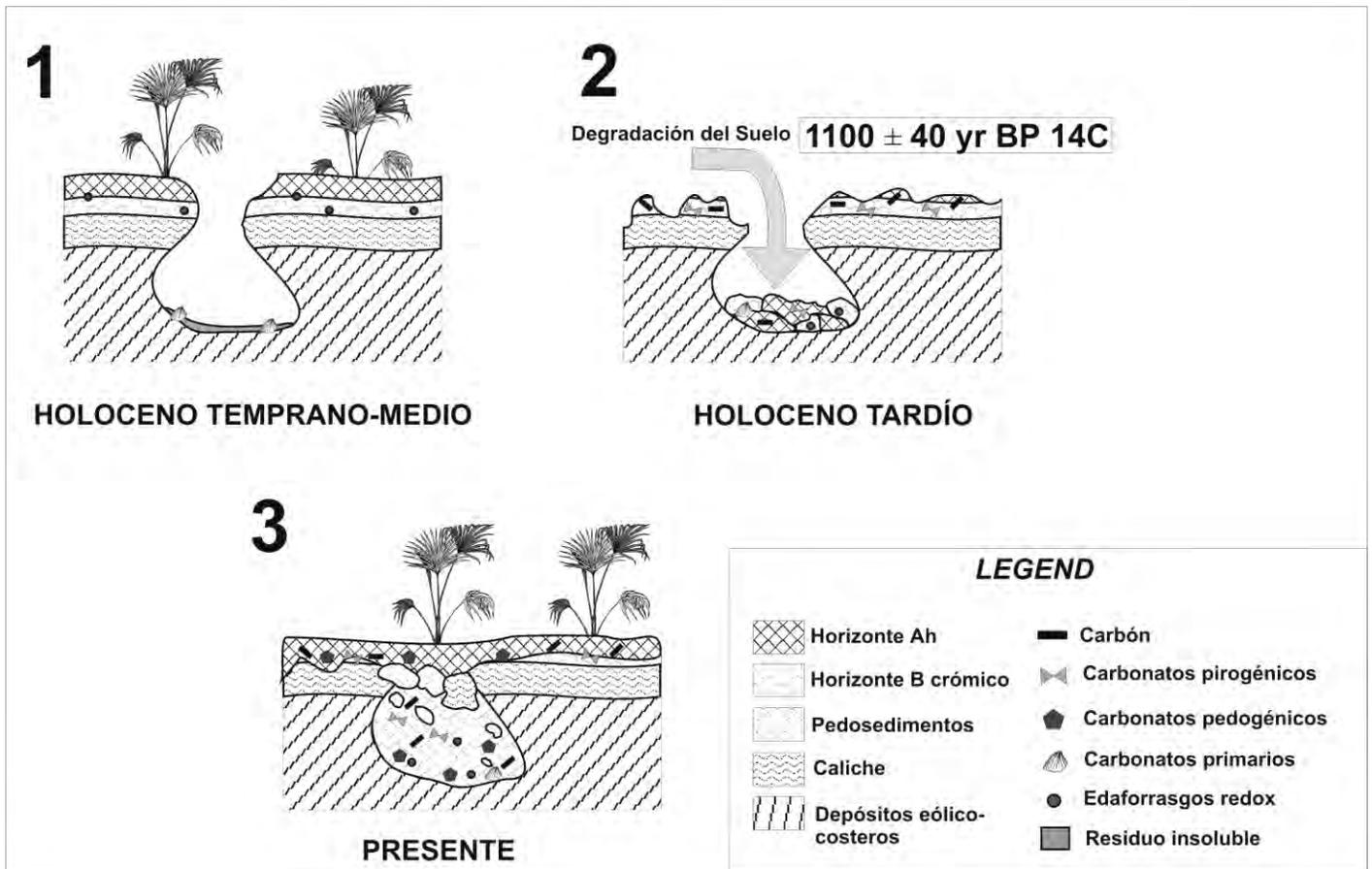
Iglesias et al. (1996) realizaron experimentos sobre los cambios mineralógicos ocurridos al suelo después de la exposición al fuego, logrando distinguir la degradación de minerales como la vermiculita y la kaolinita, aunque minerales como la goethita fueron bastante estables (todo ello, después de pasados dos meses de la combustión del suelo). También, pudieron generar la precipitación de calcita en la fracción limo y arcilla. Wattez y Courty (1987) sugirieron que la formación de cristales de  $\text{CaCO}_3$  es ocasionada por la transformación del oxalato de calcio durante la combustión de los tejidos vegetales. En el mismo estudio, pasados ocho meses de la quema del suelo, se distinguió una evolución diferente del suelo debido a la nueva colonización vegetal. Las modificaciones mineralógicas (entre ellas, las pérdidas de calcita y de vermiculita) se atribuyeron a la desaparición por erosión del horizonte de ceniza (> 2 cm). Los suelos recuperados del fuego presentan una disminución en varias propiedades, entre ellas: pH, conductividad eléctrica, carbono orgánico, bases intercambiables y contenido total de Ca. El decremento del pH confirma la pérdida de los componentes más solubles, durante las temporadas húmedas posteriores a la quema (Ulery et al., 1993). Fueron notables los cambios de color en el *value* y *chroma*, de hasta una unidad.

Los experimentos de Iglesias et al. (1996), mostraron que el suelo puede incrementar su pH partir de que su temperatura superficial se eleva a los 400 °C, lo que ocasiona la pérdida de radicales OH de los minerales de arcilla, así como la formación de óxidos e hidróxidos alcalinos debido a la alteración de plagioclasas (Ulery et al., 1993). Sedov et al. (2008) encontraron que los suelos quemados de Yucatán sufrieron modificaciones similares.

También es factible, el considerar que además de las Rendzinas, algunos Suelos Rojos preexistentes contribuyeron a la formación de pedosedimentos. Estos suelos son bien conocidos, no obstante no son frecuentes, en el ambiente kárstico de Quintana Roo (INEGI, 1984). Sedov et al. (2007) identificaron pequeñas regiones de Cambisoles Crómicos, asociados a Leptosoles Rendzicos y Phaeozmes Lepticos.

Este trabajo propone que los suelos rojos con horizontes B Crómicos, y que localmente presentan propiedades lúvicas y reductomórficas, en algún lapso fueron más frecuentes que en la actualidad. Posteriormente, fueron degradados, erosionados y transportados hacia regiones bajas, contribuyendo a la conformación de las características macro y micromorfológicas de los pedosedimentos estudiados. Un esquema similar sobre dichos procesos erosivos en ambientes kársticos, fue propuesto para el Este del Mediterráneo (Atalay, 1997; Durn, 2003).

De hecho, el material de los suelos preexistentes pudo incorporarse parcialmente de forma residual en las Rendzinas (Figura 63). La mezcla de carbonatos primarios y detritus orgánico, todavía es identificable micromorfológicamente. Dicha incorporación de materiales, explica el porque las Rendzinas presentan rasgos de un mayor estadio evolutivo (como es la presencia de un elevado contenido de arcilla y  $Fe_d$ ). Con ello, se comprueba parte de las hipótesis de Sedov et al. (2008), con respecto a que las Rendzinas no son producto de una pedogénesis incipiente, sino relictos de la degradación de unidades de suelo antiguas.



**Figura 63.** Modelo de génesis de pedosedimentos o “Rellenos de bolsas kársticas” de las canteras del corredor Cancún-XelHa, en Quintana Roo.

El modelo propuesto en ésta investigación, incorpora procesos de erosión/depositación y de pedogénesis, que se alternan durante diferentes etapas evolutivas del relieve. Esto corresponde a secuencias alternadas de estabilidad-inestabilidad geomórfica (Rohdenburg, 1970). Después de la formación de eolianitas-calcarenitas durante el Pleistoceno tardío y su relieve correspondiente, siguió una etapa de prolongada estabilidad. Durante dicho período, se proveyeron las condiciones para el intemperismo y pedogénesis, acompañados por la disolución de carbonatos que generó depresiones kársticas. Dicha fase, puede relacionarse al intervalo del Holoceno temprano-medio, documentado por diversos registros regionales (Leyden et al., 1998; Haug et al., 2001).

La fase subsecuente de actividad geomórfica, fue marcada por erosión activa y transporte de materiales edáficos hacia las depresiones kársticas, que fueron rellenas con pedosedimentos (Durn,

2003; Priori et al., 2008). La inestabilidad del manto de suelo, supone la devastación y quema parcial de la vegetación, la cual protege de la erosión edáfica. Dicho fenómeno, pudo ser climáticamente inducido ya que algunos períodos de sequía en el Cuaternario tardío han sido detectados en sedimentos lacustres (Hodell et al., 1995). También, es importante tomar en cuenta la probable participación del factor humano como responsable de la inestabilidad de un geosistema. La actividad agrícola está reportada en la región, desde aproximadamente 3000 años, presentando el punto de máximo desarrollo durante la ocupación de la cultura Clásica Maya (aproximadamente hace 1000 años), lo que provocó erosión a gran escala (Beach, 1998; Anselmetti et al., 2007). Las edades de radiocarbon disponibles para el horizonte 2Bt (en fragmentos de carbón) de los pedosedimentos de la Cantera 4 ( $1100 \pm 40$  años A.P.-Beta250976), así como la del humus de una depresión kárstica estudiada previamente en el área del Naranjal (Flores et al., sometido a revisión), pueden estar vinculadas con la hipótesis de la antropoturbación.

***VI.3.3 Perspectivas de estudio sobre la génesis de suelos en rocas carbonatadas de la región noreste de Quintana Roo: ¿qué falta por hacer?***

Indudablemente, la discusión sobre la formación de los suelos sobre rocas carbonatadas es un tema que seguirá sujeto a controversia y el cual siempre generara muchas hipótesis de trabajo. Las investigaciones realizadas desde las década de 1950, habían planteado ideas que no poseían evidencias claras de datos mineralógicos y geoquímicos del suelo. Con el avance de los años, y la tecnología, las caracterizaciones de la cubierta edáfica se fueron refinando, colectándose mayor información en cuanto a los procesos de formación de suelo. Muchos de los datos mencionados en investigaciones antiguas, deberían ser reinterpretados con base en los conocimientos actuales. Esto es algo, que por ejemplo, se ha estado realizando en zonas clásicas de estudio como la Región Mediterránea (Crnjaković, 1994).

Los estudios mineralógicos que se han realizado en la cubierta edáfica de la Península de Yucatán, reportan en su mayoría análisis totales. En el trabajo presente, se corroboró el hecho de que es necesario el realizar estudios mineralógicos en cada una de las fracciones separadas del suelo, debido a la composición tan heterogénea de éstas. Trabajos como los de Bronger y Sedov (1997, 2003) han demostrado, que es necesario llegar a realizar estudios, inclusive, en subfracciones de arcilla. Los mecanismos de transporte-sedimentación de los materiales parentales que generaron el suelo, seleccionaron cierta mineralogía en determinados tamaños de partícula (que pueden ser no muy abundantes, quedando enmascarada su información al realizar un análisis general de la muestra). Un análisis de mineralogía de arcilla en diversas subfracciones, es algo que a futuro debe realizarse en cualquier estudio de caracterización mineral de los suelos de la Península de Yucatán. La identificación mineralógica mediante muestra orientadas de la fracción arcilla, genera un análisis más adecuado que el reportado para muestras en polvo (los diversos tratamientos a los que es sometida la fracción arcilla, en muestra orientada, permite comprobar o descartar ciertas fases minerales, que en las muestras en polvo es dudosa su presencia).

En cuanto al estudio de residuos insolubles de carbonatos, cabe el preguntarse, si las metodologías reportadas en investigaciones pasadas, han sido las correctas para su obtención. La disolución de los carbonatos estudiados en este trabajo, mediante ácido acético, permitió coleccionar residuos con la mínima alteración a su composición mineralógica. Sin embargo, en el caso de muestras como los de calcarenitas-eolianitas, la disolución fue deficiente, ya que los carbonatos no desaparecieron por completo. No obstante, esta metodología se considera recomendable, al contrario de la disolución con ácido clorhídrico, la cual es una técnica más agresiva, que puede llegar a eliminar información mineralógica importante (Durn et al., 1999; Durn, 2003). Es necesario el obtener mayor información en cuanto a los diversos residuos de otras rocas carbonatadas de Quintana Roo, y en general de la Península de Yucatán, ya que se ha detectado ciertas heterogeneidades en proporciones y composición

mineralógica (como es el hecho, que en algunos de ellos se detecto minerales del grupo sepiolita-palygorskita), todo ello dependiente del ambiente de sedimentación.

Los estudios geoquímicos son una herramienta muy prometedora, debido a la posibilidad que plantean, no solo de conocer el material parental del cual proviene el suelo, sino de caracterizar procesos de formación que por otros métodos son difíciles de distinguir. Un planteamiento interesante, que no se abordó en este trabajo, pero necesario, inclusive para las ideas que manejan el Remplazamiento Isovolumétrico (Merino et al., 2006 ; Merino y Banerjee, 2008) es el cálculo de Balances de Masas. Dicho concepto se basa en la cuantificación de “elementos móviles e inmóviles” en el sistema, lo cual permite identificar el transporte de determinados elementos durante el intemperismo (mediante “ganancias” y “pérdidas”) (existen diversas metodologías para el cálculo de Balance de Masas, una revisión exhaustiva con respecto a la pedogénesis, la realizó Sheldon y Taborb, 2009).

En cuanto a la proveniencia de materiales parentales del suelo, la aplicación de técnicas más refinadas para su ubicación en el contexto del área del Caribe y Centroamérica, se deben aplicar en minerales muy estables como circones o cuarzos, mediante el análisis de geoquímica isotópica (Comer et al., 1980; Mizota y Matsuhisa, 1995).

Finalmente, la relación del suelo con la facies de caliche es algo que debe ser también investigado, en particular para el área de Quintana Roo, debido a que subyacen directamente a la cubierta edáfica (su datación permitiría dar un marco cronológico para el momento de la exposición de los materiales carbonatados al intemperismo y la formación de suelo).

## VII CONCLUSIONES

*Para el caso del modelo de formación de suelos rojos profundos (Luvisoles) del área de Kantunil Kin, Q.*

*Roo:*

- Los datos mineralógicos y micromorfológicos, dan evidencia de un mayor grado de intemperismo que el presentado en las cubiertas edáficas de las canteras del corredor Cancún-Xelha (Rendzinas y Pedosedimentos). Cualquiera de los materiales parentales propuestos (principalmente vinculados a los complejos plutónico-metamórficos de Belice y Guatemala, además, de una parte heredada del residuo insoluble) necesitan de desilificación para generar la composición actual del suelo (con la consiguiente ganancia de Al y para generar neoformación de minerales de arcilla, que con el intemperismo evolucionaron a kaolinita). Los rasgos micromorfológicos característicos fueron la masa basal rica en fracción arcilla, libre de carbonatos, con rasgos vérticos, y a profundidad iluviación de arcilla sobre la superficie de carbonatos. La incorporación de “bloques” de materiales arcillosos, con diferente orientación y rasgos vérticos (a manera de inclusiones), se interpretaron como la erosión de materiales edáficos preexistentes y bioturbación. El modelo de los procesos de formación de suelo propuesto, difiere del llamado “Remplazamiento Isovolumétrico”, en el sentido de que la neoformación y síntesis de arcillas kaolínicas es direccionado por el intemperismo, generando iluviación de arcilla a lo largo del perfil (el pH ligeramente ácido a neutral, provee un medio favorable para la migración de arcilla en suspensión).
- El modelo de formación de suelo rojo, plantea la posibilidad de múltiples eventos de erosión-redeposición e incorporación de pedosedimentos a la cubierta edáfica (además de la adición de pulsos de erupciones volcánicas o material sedimentario eólico). El resultado es un cuerpo de suelo producto de la interacción de procesos geológicos y pedogenéticos, durante el tiempo de exposición de una superficie carbonatada precuaternaria.

---

*Para el caso del modelo de formación de suelos someros (Leptosoles Rendzicos) y pedosedimentos del área de canteras del corredor Cancún-XelHa:*

- El grado de intemperismo de “rellenos de bolsas kársticas” o pedosedimentos se consideró moderado, en comparación al suelo rojo de Kantunil Kin. La desilificación es incompleta, acompañada de contenidos de Fe y Al incipientes. A diferencia del suelo rojo de Kantunil Kin, la fracción arena se encuentra dominada por silicatos inestables como plagioclasas, ferromagnesianos, e inclusive, vidrio volcánico. La fracción arcilla es dominada por minerales de estructura 2:1 como la vermiculita hidroxil-interestratificada, cuya presencia es superior a las fases kaolínicas. Al igual que en el suelo rojo, los datos geoquímicos indicaron una fuente de proveniencia a fin a los complejos plutónico-metamórficos de Belice y Guatemala, con cierta influencia del vulcanismo del sureste de México. En cuanto a su micromorfología, los “rellenos” o pedosedimentos y las Rendzinas, la bioturbación es un rasgo característico, generando una microestructura granular (inclusive, en zonas profundas de los horizontes B, algo también visible en el Suelo Rojo). Un rasgo típico de los “rellenos” y la Rendzina es la presencia de carbonatos primarios y secundarios en la masa basal; en particular la ubicación de calcita secundaria (rellenando poros y puentes entre agregados libres de carbonatos) denota una precipitación reciente, acorde con las condiciones de clima actual en el noreste de Quintana Roo. Los rasgos pedogenéticos encontrados en los materiales edáficos estudiados, no pueden ser explicados como un proceso lineal e *in situ* en la formación de suelo. Es necesario recurrir a *modelos poligenéticos*, dado que la matriz de los materiales estudiados, parece haber sido previamente intemperizada antes de llegar a su posición actual en el relieve.
- El residuo insoluble colectado en las muestras estudiadas, representó una proporción muy pequeña, la disolución total del área cubierta por carbonatos primarios apenas generaría 3.9 kg de residuo (a partir de una masa de roca de 3.37 toneladas) de en una depresión de tamaño medio como la ubicada en la Cantera 4. Necesariamente, para rellenar el espacio dejado por la roca disuelta, fue imperativo la

presencia de materiales alóctonos (ubicados por el ensamble de minerales y la geoquímica). La erosión de suelos pre-existentes y su transporte a corta distancia, junto con la depositación como pedosedimentos de las Rendzinas superficiales son los mecanismos probables de génesis de los “rellenos”. La presencia de componentes pirogénicos (fragmentos de carbón y carbonatos calcinados con componentes microesparíticos) soportan la presencia de fuegos forestales que pudieron erosionar activamente el suelo e incorporarlo como sedimento al sistema. Los procesos post-deposicionales ocasionaron la pérdida de humus y el enrojecimiento de la matriz de los pedosedimentos alojados en las depresiones kársticas de mayor tamaño.

- El modelo propuesto para la conformación de Rendzinas y “rellenos de bolsas kársticas” o Pedosedimentos de ésta investigación incorpora procesos de erosión/depositación y de pedogénesis, que se alternaron durante diferentes etapas evolutivas del relieve (correspondiendo a secuencias alternadas de estabilidad-inestabilidad geomórfica).

## REFERENCIAS

- Aguayo, C. J. E., Bello, M. R., del Vecchio C., M. A., Araujo, M. J., Basañez, L. M. A., 1980. Estudio sedimentológico en el área Tulúm-Cancún-Isla Mujeres, Estado de Quintana Roo, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XLI, Nos. 1 y2, pp. 15-32.
- Aguilera, H. N., 1959a. Clays from some soils and calcareous sediments from the Yucatan Peninsula. In: Comité Internacional para el estudio de las arcillas, Congreso Geológico Internacional, XX Session, pp. 61-69.
- Aguilera, H. N., 1959b. Suelos. Los Recursos Naturales del Sureste y su aprovechamiento. Beltrán, E. (Ed.). Publicaciones del Instituto Mexicano de Recursos Naturales Renovables II (2):177-212.
- Aide, M., and Pavich, Z., 2002. Rare earth element mobilization and migration in a Wisconsin Spodosol. *Soil Science* 167 (10), 680-691.
- Amaya, M., Bautista, F., and Castilo, J., 2005. Dinámica de la calidad del suelo de la milpa con el uso de leguminosas como cultivos de cobertura. In: Bautista, F., y Palacio, G. (Eds.), *Caracterización y Manejo de los Suelos de la Península de Yucatán: Implicaciones Agropecuarias, Forestales y Ambientales*. Universidad Autónoma de Yucatán. Instituto Nacional de Ecología. México. pp. 229-246.
- Andrews, B. J., Gardner, J. E., and Housh, T. B., 2008. Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 175, 415-426.
- Anselmetti, F. S., Hodell, D. A., Ariztegui, D., Brenner, M., and Rosenmeier, M. F., 2007. Quantification of soil erosion rates related to ancient Maya deforestation. *Geology* 35, 915-918.
- Anwar, M., 2004. A rare earth and trace element approach to understanding the origin of the Santa Rosa Group Sediments Maya Mountains, Belize. M. in Sc. Thesis. Indiana University Bloomington, USA. 58 p.
- Arduino, E., Berberis, E., Canaro, F., and Forno, M. G., 1984. Estimating relative ages from iron-oxide/total iron ratios of soils in the western Po valley (Italy). *Geoderma* 33, 39-52.
- Assereto, R. L., and Kendall, C. G. St. C., 1977. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology* 24, 153-210.
- Atalay, I., 1997. Red Mediterranean Soils in Some Karstic Regions of Taurus Mountains, Turkey. *Catena* 28, 247-260.
- Aubert, D., Stille, P., and Probst, A., 2001. REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65 (3), 387-406.
- Back, W., 1992. Coastal karst formed by ground-water discharge, Yucatan, Mexico. *International Contributions to Hydrology* 13, 461-466.
- Back, W., Hanshaw, B. B., and van Driel, 1984. Role of groundwater in shaping the Eastern Coastline of the Yucatan Peninsula, Mexico. In: LaFleur, R. G. (Ed.), *Ground Water as a geomorphic agent*. Boston, 93-280 p.

- Back, W., Hanshaw, B. B., Herman, J. S., and Van Driel, J. N., 1986. Differential dissolution of a Pleistocene reef in the ground-water mixing zone of coastal Yucatan, Mexico. *Geology* 14, 137-140.
- Bárdossy, G., 1982. Karst Bauxites: Bauxite deposits on carbonate rocks. *Developments in Economic Geology* 14. Elsevier Scientific Publishing Company. Hungary. 441 p.
- Barnhisel, R. I., 1977. Chlorites and hydroxy interlayered vermiculite and smectite. In: Dixon, J. B., Weed, S. B., Kittrick, J. A., Milford, M. H., White, J. L. (Eds.), *Minerals in soil environments*. Soil Science Society of America, Madison, Wis., pp. 331-356.
- Barnhisel, R. I., and Bertsch, P. M., 1989. Chlorites and hydroxyl-interlayered vermiculite and smectite. In: Dixon, J. B., and Weed, S. B. (Eds.), *Minerals in Soil environments*, 2<sup>nd</sup> ed. Soil Science Society of America. Book Series 1, 729-787.
- Bautista, Z. F., Batllori, S. E., Órtiz, P. M. A., Palácio, A. G. y Castillo, G. M., 2003a. Geoformas, agua y suelo en la península de Yucatán. In: García, M. P. C., y Larqué, S. A. (Eds.). *Naturaleza y sociedad en el área Maya. Pasado, presente y futuro*. Centro de Investigación Científica de Yucatán y Academia Mexicana de Ciencias, pp. 21-35.
- Bautista, Z. F., Jiménez, O. J., Navarro, A. J., Manu, A., Lozano, R., 2003b. Microrelieve y color del suelo como propiedades de diagnóstico en Leptosoles cársticos. *Terra* 21: 1-11.
- Bautista, Z. F., Palma, L. D., Huchin, M. W., 2005. Actualización de la clasificación de los suelos del estado de Yucatán. En: Bautista, F., Palacio, G., (Eds.), *Caracterización y Manejo de los Suelos de la Península de Yucatán: Implicaciones Agropecuarias, Forestales y Ambientales*. Universidad Autónoma de Campeche. Universidad Autónoma de Yucatán. Instituto Nacional de Ecología. México, pp. 105-122.
- Bautista, F., Palacio, A. G., Quintana, P., Zinck, J. A., 2011. Spatial distribution and development of soils in tropical karst areas from the Peninsula of Yucatan, Mexico. *Geomorphology*. doi:10.1016/j.geomorph.2011.02.014
- Beach, T., 1998. Soil Constraints on Northwest Yucatán, Mexico: Pedoarchaeology and Maya Subsistence at Chunchucmil. *Geoarchaeology* 13, 759–791.
- Bech, J., Rustullet, J., Garigó, J., Tobías, F.J., and Martínez, R., 1997. The iron content of some red Mediterranean soils from Northeast Spain and its pedogenic significance. *Catena* 28, 211-229.
- Beddows, P. A., 2004. Groundwater Hydrology of a Coastal Conduit Carbonate Aquifer: Caribbean Coast of the Yucatán Peninsula, México. Ph. D. Thesis. University of Bristol, School of Geographical Sciences. 240 p.
- Bernard, H. A., Major, C. F., and Parrott, B. S., 1959. The Galveston barrier island and environs: a model for predicting reservoir occurrence and trend. *Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions*, v. 9, 221-224.
- Bernat, M., 1975. Les isotopes de l'uranium et du thorium et les terres rares dans l'environnement marin. *Cahier ORSTOM, série Géologie VII (1)*, 65-83.
- Bhatia, M. R., Crook, K. A. W., 1986. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92, 181–193.

- Blanchon, P., Eisenhauer, A., Fietzke, J., and Liebetrau, V., 2009. Rapid sea-level rise and reef back-stepping at the close of the last interglacial highstand. *Nature*, Vol. 458, Letters, doi:10.1038/nature07933.
- Boero, V., and Schwertmann, U., 1989. Iron oxide mineralogy of terra rossa and its genetic implications. *Geoderma*, 44, 319-327.
- Boero, V., and Schwertmann, U., 1989. Iron oxide mineralogy of terra rossa and its genetic implications. *Geoderma*, 44, 319-327.
- Boero, V., Premoli, A., Melis, P., Barberis, E., and Arduino, E., 1992. Influence of climate on the iron oxide mineralogy of terra rossa. *Clays Clay Miner.*, 40, 8-13.
- Bögli, A., 1980. *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, Berlín. 284 p.
- Bonet, F., and Butterlin, J., 1962. Stratigraphy of the northern part of the Yucatan Peninsula. In: *Field Trip to Peninsula de Yucatán*. New Orleans Geological Society. Guidebook, pp. 52-57.
- Bonnot, C. C., 1981. *Géochimie des terres rares dans les principaux milieu de formation et de sédimentation des argiles*. Thesis. University Paris Sud Orsay, Orsay, France. 217 p.
- Bonte, A., 1958. Réflexions sur l'origine des bauxites et sur l'altération superficielle des calcaires. *Compt. Rend. 83rd Congr. Soc. Sav.* pp. 147-165.
- Boyer, D. E., and Dell, J. D., 1980. Fire effects on Pacific Northwest soils. US Forestry Service Report R6WM040. Portland, OR. Pacific Northwest For. Range Exp. Stn.
- Braun, J. J., Pagel, M., Herbillon, A., and Rosin, C., 1993. Mobilization and redistribution of REEs and Thorium in a syenitic lateritic profile—a mass-balance study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (18), 4419-4434.
- Braun, J. J., Pagel, M., Muller, J. P., Bilong, P., Michard, A., and Guillet, B., 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54 (3), 781-795.
- Braun, J. J., Viers, J., Dupre, B., Polve, M., Ndam, J., and Muller, J. P., 1998. Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, East Cameroon: the implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical region. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (2), 273-299.
- Bresson, L.M., 1993. *Fersiasols*. 8<sup>th</sup> version. INRA, Thiverval-Grignon.
- Bretz, J. H., and Horberg, L., 1949. Caliche in the southeastern New Mexico. *Journal of Geology* 57, 491-511.
- Brewer, R., and Sleeman, J.R., 1964. Glaebules: Their definition, classification and interpretation. *Journal Soil Science*, 15, 66-78.
- Bronger, A., and Bruhn, L., 1997. Paleopedology of Terra Rossa-Rhodoxeralfs from Quaternary calcarenites in NW Morocco. *Catena* 28, 279-296.
- Bronger, A., and Sedov, S. N., 1997. Origin and redistribution of pedogenic clay in Terrae rossae from Quaternary Calcarenites in Coastal Morocco. In: Shoba, S., Gerasimova, M., and Miedem, R. (Eds.), *Soil*

Micromorphology: Studies on Soil Diversity, Diagnostics, Dynamics. Proceedings of the X International Working Meeting on Soil Micromorphology. Moscow, Wageningen, pp. 59-66.

Bronger, A., and Sedov, S., 2003. Vetusols and paleosols: natural versus man-induced environmental change in the Atlantic coastal region of Morocco. *Quaternary International*, v. 106-107, 33-60.

Bronger, A., Enslin, J., Gutlich, P., and Spiering, H., 1983. Rubification of terrae rossae in Slovakia: a Mosbauer effect study. *Clays Clay Miner.* 31, 269-276.

Bronger, A., and Smolíková, L., 1981. Herkunft der Terrae calcis in der Slowakei. *Vestnik Ustr. Ust. Geolog.*, 56, 145-156.

Brown, C. N., 1956. The origin of caliche on the northeastern Llano Estacado, Texas. *Journal of Geology* 64, 433-457.

Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., Babel, U., 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, Wolverhampton, U. K. 152 p.

Burke, L., Sugg, Z., 2006. Hydrologic Modeling of Watersheds Discharging Adjacent to the Mesoamerican Reef. Analysis Summary-December 1, 2006. World Resources Institute. 35 pp.

Butterlin, J., y Bonet, F., 1974. Información básica para la interpretación geohidrológica de la Península de Yucatán, México. Secretaría de Recursos Hidráulicos; Dirección de Geohidrología, Reporte Interno ~ 100 p.

Butterlin, J., 1958. A propos de l'origine des bauxites des regions tropicales calcaires. *Compt. Rend. Soc. Geol. Paris* pp. 121-123.

Butterlin, J., y Bonet, F., 1963. Las formaciones cenozoicas de la parte Mexicana de la Península de Yucatán. *Ingeniería Hidráulica en México*, v. 7, 10 p.

Buurman, P., Jongmans, A. G., Kasse, C., and van Lagen, B., 1999. Discussion: Oil seepage or fossil podzol? An Early Oligocene oil seepage at the southern rim of the North Sea Basin, near Leuven (Belgium) by Van Riessen, E. D. and Vandenberghe, N., *Geologie en Mijnbouw* 74, 301-312 (1996). *Geologie en Mijnbouw* 77, 93-98.

Cabadas, B. H.V., Solleiro, R. E., Sedov, S., Pi, P. T., and Gama, C. J., 2010. Pedosediments of karstic sinkholes in the eolianites of NE Yucatán: A record of Late Quaternary soil development, geomorphic processes and landscape stability. *Geomorphology*, Article in Press doi:10.1016/j.geomorph.2010.03.002

Carew, J. L., and Mylroie, J. E., 1991. Some pitfalls in paleosol interpretation in carbonate sequences. *Carbonates and Evaporites* 6, 69-74.

Carew, J. L., and Mylroie, J. E., 2001. Quaternary carbonate eolianites of the Bahamas: Useful analogues for the interpretation of ancient rocks? In: Abegg, F. E., Harris, P. M., and Loope, D. B. (Eds.), *Modern and ancient carbonate eolianites: sedimentology, sequence stratigraphy, and diagenesis*. Society of Sedimentary Geology Special Publication No. 71, 33-45.

Carey, S. N., and Sigurdsson, H., 1980. The Roseau ash: deep-sea tephra deposits from a major eruption on Dominica, Lesser Antilles Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7, 67-86.

- Carlson, T.N., 1979. Atmospheric turbidity in Saharan dust outbreaks as determined by analyses of satellite brightness data. *Monthly Weather Review* 107, 322-335.
- Carlson, T.N., and Prospero, J.M., 1972. The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *Journal of Applied Meteorology* 11, 283-297.
- Castro, D. A., 1989. *Petrografía Básica. Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas*. Ed. Paraninfo. Madrid. 143 p.
- Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), 2009. Catálogo de metadatos geográficos. <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
- Chávez, E., Hidalgo, E., 1988. Los arrecifes coralinos del Caribe Noroccidental y Golfo de México en el contexto socioeconómico. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM*, 15, 167-176.
- Christie, T., Brathwaite, B., and Tulloch, A., 1998. Mineral commodity report 17-rare earths and related elements. *New Zealand Mining* 24, 7-19.
- Čirić, M., and Aleksandrović, D., 1959. A view on the genesis of terra rossa. *Zbornik radova Poljoprivrednog fakulteta*, 7, 1-12, Beograd.
- Coelho, M. R., and Vidal, T. P., 2000. Cerium (Ce) in some nodular ferricretes developed in soils of the Adamantina Formation. *Scientia Agricola* 57 (2), 329-336.
- Cole, L. J., 1910. The caverns and people of northern Yucatán. *Bulletin of the American Geographical Society* 42, 321-336.
- Comer, B., 1974. Genesis of Jamaican bauxite. *Economic Geology* 69, 1251-1264.
- Comer, J. B., Naeser, C. W., and McDowell, F. W., 1980. Fission-track ages of zircon from Jamaican bauxite and Terra Rossa. *Economic Geology* 75, No. 1, 117-121.
- Compton, J. S., White, R. A., and Smith, M., 2003. Rare earth element behavior in soils and salt pan sediments of a semi-arid granitic terrain in the Western Cape, South Africa. *Chemical Geology* 201 (3-4), 239-255.
- Condie, K. C., Dengate, J., and Cullers, R. L., 1995. Behavior of rare elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (2), 279-294.
- Cremaschi, M., 1987. *Paleosols and Vetusols in the Central Po plain, a study in Quaternary Geology and Soil Development*. Edizioni Unicopoli, Milano, 306 p.
- Cremaschi, M., 1990a. The loess in Northern and Central Italy: a loess basin between the Alps and the Mediterranean regions. In: Cremaschi, M. (Ed.), *The loess in Northern and Central Italy*. Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali, Editrice Gutenberg, Milano, pp. 15-19.
- Cremaschi, M., 1990b. Stratigraphy and palaeoenvironmental significance of the Loess deposits on Susak Island (Dalmatian Archipelago). *Quaternary International* 5, 97-106.
- Crnjaković, M., 1994. The Detrital Versus Authigenic Origin and Provenance of Mineral Particles in Mesozoic Carbonates of Central Croatian Karst Area. *Geologia Croatia* 47/2, 167-179.

- Curry, J. R., Emel, F. J., and Crampton, R. J. S., 1969. Holocene history of a strandplain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. In: Castanares, A. A. and Phleger, F. B. (Eds.). Coastal lagoons, a symposium. Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 63-100.
- D'Almeida, G.A., 1986. A model for Saharan dust transport. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25, 903-916.
- Davis, W. E., 1949. Features of caves breakdown. *National Speleothem Society Bulletin* 11, 34-35.
- de Lapparent, J., 1930. *Les bauxites de la France méridionale*. París, Imprimerie Nationale, 187 p.
- de Pablo, G. L., 1996. Palygorskite in Eocene-Oligocene lagoonal environment, Yucatán, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13, 94-103.
- De' Sigmond, A. J. J., 1938. *The principles of soil science*, trans. from the Hungarian by Arthur B. Yolland. G.V. Jaks, Thomas Murby and Co., London, 362 p.
- De Weisse, G., 1948. *Les bauxites de l'Europe Centrale*. *Mém. Soc. Vaudoise Sci. Nat.* 58 (9), 1-162.
- De Weisse, G., 1964. Bauxite latéritique et bauxite karstique. *Symp. Bauxites, Oxydes et Hydroxydes d'Aluminium, Zagreb* 1-3, X, 1963. 1, pp. 7-29.
- Delvigne, J. E., 1998. *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering*. The Canadian Mineralogist, Special Publication 3. Mineralogical Association of Canada & ORSTOM editions. Canada. 494 p.
- Donovan, S., K., 2002. A karst of thousands: Jamaica's limestone scenery. *Geology Today* 18, 143-151.
- Douglas, L. A., 1989. Vermiculites. In: Dixon J. B., and Weed, S. B. (Eds.), *Minerals in Soil environments*, 2<sup>nd</sup> ed. Soil Science Society of America. Book Series 1, 635-674.
- Drexler, J. W., Rose, W. I., Sparks, R. S. J., and Ledbetter, M. T., 1980. The Los Chocoyos Ash, Guatemala: a major stratigraphic marker in middle America and in three ocean basins. *Quaternary Research* 13, 327-345.
- Duch, G. J., 1988. *La Conformación Territorial del Estado de Yucatán*. Universidad Autónoma Chapingo, México. 427 p.
- Duchaufor, P., 1982. *Pedology. Pedogenesis and classification*. London. G. Allen & Unwin. 448 p.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (Ed.). *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists *Memories* 1, 108-121.
- Durand, J. H., 1963. Les croutes calcaires et gypseuses en Algerie; formation et age. *Soc. Geol. France Bull.* 7, 959-968.
- Durn, G., 2003. Terra Rossa in the Mediterranean Region: Parent materials, composition and origin. *Geologia Croatia* 56/1, 83-100.
- Durn, G., Ottner, F., Slovenec, D., 1999. Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. *Geoderma* 91, 125-150.

- Durn, G., Slovenec, D., and Šinkovec, B., 1992. Eolian influence of terra rossa in Stria. 7<sup>th</sup> International Congress of ICSOBA, Abstracts, Balatonalmadi, 89.
- Eggins, S. M., Woodhead, J. D., Kinsley, L. P. J., Mortimer, G. E., Sylvester, P., McCulloch, M. T., Hergt, J. M. and Handler, M. R., 1997. A simple method for the precise determination of  $\geq 40$  trace elements in geological samples by ICPMS using enriched isotope internal standardisation. *Chemical Geology*, 134(4), 311-326.
- Ercit, T. S., 2002. The mess that is "allanite". *Canadian Mineralogist* 40, 1411-1419.
- Espinasa, P. R., 1990a. Propuesta de clasificación del karst de la República Mexicana. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. 131 p.
- Espinasa, P. R., 1990b. Carso (mapa de la República Mexicana escala 1:8,000,000). Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja Geomorfología 2, núm. IV.3.4.
- Espíndola, J. M., Macías, J. L., Tilling, R. I., and Sheridan, M. F., 2000. Volcanic history of El Chichon Volcano (Chiapas, Mexico) during the Holocene, and its impact on human activity. *Bulletin of Volcanology* 62, 90-104.
- Esteban, M., Klappa, C. F., 1983. Subaerial Exposure Environment. In: Scholle, P. A., Bebour, D. G., Moore, C. H., (Eds.). *Carbonate Depositional Environments*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U. S. A., pp. 1-54.
- Etiégni, L., and Campbell, A. G., 1991. Physical and chemical characteristics of wood ash. *Biores Technol* 37, 173-178.
- FAO, 1974. Soil map of the world. Volume 1, Legend. UNESCO, Paris, 62 p.
- FAO, 1988. Revised legend. FAO-UNESCO-ISRIC. World Soil Resources Report No. 60. Rome.
- Fedick, S., and Taube, K. A., 1995. The Yalahau Regional Human Ecology Project: Research Orientation and Overview of 1993 Investigations. In: Fedick, S. L., and Taube, K. A. (Eds.), *The View from Yalahau: 1993 Archaeological Investigations in Northern Quintana Roo, Mexico*. Latin American Studies Program. Field Report Series, No. 2. University of California, Riverside. pp. 1-21.
- Fedoroff, N., 1997. Clay illuviation in Red Mediterranean soils. *Catena*, 26, 171-189.
- Fenton, T. E., 2005. Rendzina. In: Lal, R. (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science*. Second Edition. CRC Press. p. 1482.
- Field, M. S., 2002. A Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hydrology. 2<sup>nd</sup> edition. National Center for Environmental Assessment-Washington Office, Office of Research and Development. U. S. Environmental Protection Agency, Washington DC (Digital Version Courtesy of the author and The Karst Waters Institute, <http://www.karstwaters.org/files/glossary.pdf>) 214 p.
- Fitzpatrick, R. W., 1980. Effect of forest and grass burning on mineralogical transformation in some soils of Natal. Soil Irrigation Research Institute Report 952/139/80. Pretoria, South Africa.

- Flores, D. A., 1974. Los suelos de la República Mexicana. En: El escenario geográfico. Recursos Naturales, Secretaria de Educación Pública/Instituto Nacional de Antropología e Historia. México. México D.F.
- Flores, D. L., Fedick, S. L., Solleiro, R. E., Palacios, M. S., Ortega, L. P., Sedov, S., and Osuna, C. A sustainable system of traditional precision agriculture in a Maya homegarden on the Yucatán Peninsula, Mexico. Sometido a revision a Soil and Tillage Research.
- Flores, D. L., y Alcalá, M. J. R., 2010. Manual de Procedimientos Analíticos del Laboratorio de Física de Suelos. Instituto de Geología, Departamento de Edafología, Universidad Nacional de Autónoma de México. 56 p. versión electrónica: <http://www.geologia.unam.mx/igl/deptos/edafo/lfs/manualLFS.pdf>
- Folk, R. L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. Bulletin of American Association of Petroleum Geologists 43, 1-38.
- Folk, R. L., 1962. Spectral subdivision of limestones types. In: Ham, W. E., (Ed.), Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists Memories 1, 62-84.
- Foos, A. M., 1991. Aluminous lateritic soils, Eleuthera, Bahamas: a modern analog to carbonate paleosols. Journal of Sedimentary Petrology 61, 340-348.
- Ford, D., Williams, P., 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology. John Wiley and Sons. England. 562 p.
- Foster, J., and Chittleborough, D., 2003. Soil development on dolomites of the Cambrian Normanville Group at Delamere, South Australia. In: Roach, I. C., (Ed.). Advances in regolith. Bentley, Cooperative Research Centre for Landscape Environments and Mineral Exploration (CRC LEME), pp. 131-132.
- Frank, E. F., 1993. Aspects of karst development and speleogenesis Isla de Mona, Puerto Rico: an analogue for Pleistocene speleogenesis in the Bahamas. MSc. Thesis, Mississippi State University. Mississippi State, Mississippi, 349 p.
- Frumkin, A., and Stein, m., 2004. The Sahara-east Mediterranean dust and climate connection revealed by strontium and uranium isotopes in a Jerusalem speleothem. Earth and Planetary Science Letters 217, 451-464.
- Fuchs, T., 1875. Zur Bildung der Terra rossa. K. und. K. Geol. Reichsanst. Verh. Wien 3 pp. 194-196.
- Gallet, S., Jahn, B., Torii, M., 1996. Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications. Chemical Geology 133, 67-88.
- Gama, C. J. E., 2006. Rendzinas: a Soil Group with Primitive Original Attributes? 18<sup>th</sup> World Congress of Soil Science (July 9-15, 2006), Philadelphia, Pennsylvania, USA. Session 90: Developments in the World Reference Base (WRB), Soil Taxonomy (ST) and Other National Soil Classification Systems for Soil Resources.
- García E., 1988. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen, 3a Ed. Instituto de Geografía, UNAM, México. 219 p.
- Gerstenhauer, A., 1969. Ein Karstmorphologischer Vergleich Zwischen Florida und Yucatán. Verhandlungen der deutschen Geographentages, v. 36, 332-341.

- Giunta, G., Beccaluva, L., Coltorti, M., Cutrupia, D., Dengo, C., Harlow, G. F., Mota, B., Padoa, E., Rosenfeld, J., Siena, F., 2002. The Motagua suture zone in Guatemala. Field- trip guide book of the IGCP.433 Workshop and 2nd Italian-Latin American Geological Meeting "In memory of Gabriel Dengo", *Ofioliti* 27(1), 47-72.
- Glinka, K.D., 1927. The great soil groups of the world and their development. trans. from the German by C. F. Marbut, Edward Bros., Ann Arbor, Mich., 150 p.
- Gmitro, D. A., 1986. The Interactions of Waters with Carbonate Rock in Yucatan, Mexico. Department of Geology, Northern Illinois University (M. Sc. Thesis), 111 p.
- Goldacker, S., Frausto, O., Rojas, L. J., and Giese, S., 2005. Identification of areas at risk of flooding in the south of the Yucatán Península, Mexico. In: Kauffer, M. F. (Ed.), *El agua en la frontera México-Guatemala-Bélice*. Colegio de la Frontera Sur, Chiapas, México. pp. 483-495.
- Gomber R., and D'Hoore, J., 1971. Induced migration of clay and other moderately mobile soil constituents III. Critical soil/water dispersion ratio, colloid stability and electrophoretic mobility. *Pedologie* vol. XXI. no. 3, 311-342.
- González del Angel, A., 2010. Génesis y distribución de suelos del humedal de la reserva ecológica El Edén, Quintana Roo. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. México 150 p.
- González, J., Cala, V., and Iglesias, T., 1996. Forms of Mn in soils affected by a forest fire. *Sci Total Environ* 181, 231-236.
- González, J., Fernández, M. C., and Gimeno, P., 1992. Efectos de los incendios forestales sobre el suelo. *Suelo Planta* 2, 71-79.
- Goudie, A. S., and Middleton, N. J., 2001. Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth Science Reviews* 56, 179-204.
- Govindaraju, K., 1994. Compilation of Working Values and Sample Description for 383 standard reference materials. *Geostandards Newsletter*, 18(2): 331.
- Grigor'yeva, Y. Y., Sokolova, T. A., Sorina, V. B., and Sinani, T. I., 1986. Soil chlorites in Podzolic soils. *Soviet Soil Science* 18, 71-82.
- Hall, R. D., 1976. Stratigraphy and origin of surficial deposits in sinkholes in south-central Indiana. *Geology* 4, 507-509.
- Hardy, M., and Cornu, S., 2006. Location of natural trace elements in silty soils using particle-size fractionation. *Geoderma* 133 (3-4), 295-308.
- Harmon, R. S., Land, L. S., Mitterer, R. M., Garrett, P., Schwarcz, H. P., Larson, G. J., 1981. Bermuda sea level during the last interglacial. *Nature* 289, 481-483.
- Harmon, R. S., Mitterer, R. M., Kriensak, N., Land, L. S., Schwarcz, H. P., Garrett, P., Larson, G. J., Vacher, H. L., Rowe, M., 1983. U-series and aminoacid-racemization geochronology of Bermuda: implications of eustatic sea level fluctuation over the past 250,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 44, 41-70.

- Harrassowitz, H., 1926. Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. Fortschr. Geol. Paläont. 4 Heft 14.
- Haskin, L., and Gehl, M. A., 1962. Rare-earth distribution in sediments. Journal of Geophysical Research 67 (6), 2537-2541.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., and Röhl, U., 2001. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. Science 293, 1304-1308.
- Henderson, P., 1984. Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry, vol. 2. Elsevier, Amsterdam. 510 p.
- Heraud, P. M. A., 1996. Le Karst du Yucatan: Pays des Mayas. Presses Universitaires de Bordeaux, Collection Scieteren. Bordeaux, 282 p.
- Herwitz, S. R., Muhs, D. R., Prospero, J. M., Mahan, S., and Vaughn, B., 1996. Origin of Bermuda's clay-rich Quaternary paleosols and their paleoclimatic significance. Journal of Geophysical Research 101, 23,389-23,400.
- Hodell, D. A., Curtis, J. H., and Brenner, M., 1995. Possible Role of Climate in the Collapse of Classic Maya Civilization. Nature 375, 391-394.
- Hose, H. R., 1960. The genesis of bauxites, the ores of aluminium. Proc. Int. Geol. Congress. XXI. Section, Part XVI Copenhagen, pp. 237-247.
- Hose, H. R., 1963. Jamaica type bauxites developed on limestones. Econ. Geol. 58 pp. 62-69.
- Huang, C., and Wang, C., 2004. Geochemical characteristics and behaviors of rare earth elements in process of Vertisol development. Journal of Rare Earths 22 (4), 552-557.
- Iglesias, T., Cala, V., and Gonzalez, J., 1997. Mineralogical and chemical modifications in soils affected by a forest fire in the Mediterranean area. The Science of the Total Environment 204, 89-96.
- Iglesias, T., Cala, V., Walter, I., and González, J., 1996. Efectos de los incendios forestales en las propiedades de los suelos. Ecología 10, 105-111.
- Iglesias, T., Fernández, M. C., Palomar, M. L., and González, J., 1994. Efectos de un incendio forestal en una masa de *Pinus pinaster* sobre los cationes de cambio y el estadio del hierro en el suelo. Ecología 8, 63-69.
- Ihl, T., Fraustro, O., Rojas, J., Giese, S., Goldacker, S., Bautista, F., and Bocco, G., 2007. Identification of geodisasters in the state of Yucatán, Mexico. N. Jb. Geol. Paläont., Abh 246, 299-311.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI), 1984. Carta Edafológica Cancún F16-8 escala 1:250,000. México.
- Isphording, W. C., 1974. Weathering of Yucatan limestones: The genesis of Terra Rosas. Field seminar on Water and Carbonate rocks of the Yucatan Peninsula, Mexico. Field Trip 2, 1974 Annual Meeting, Miami. Geological Society of America-New Orleans Geological Society. pp. 78-93.
- Isphording, W. C., 1975. The physical geology of Yucatán. Gulf Coast Association of Geological Societies, Transactions, v. 25, 231-262.

Isphording, W. C., 1978. Mineralogical and physical properties of Gulf limestone soils. Transaction-Gulf Coast Association of Geological Societies XXVIII, 201-214.

Isphording, W. C., and Wilson, E., 1974. The relationship of "volcanic ash", Sak Lu'um and palygorskite in northern Yucatan Maya ceramics. American Antiquity 39, 483-488.

Isphording, W. C., Bundy, M. E., George, S. M., Jackson, R. B., 1995. Depositional Interpretation of Limestone Insoluble Residues From Modern and Ancient Carbonate Rocks, Caribbean and Southern United States. Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies XLV, 285-291.

IUSS Working Group WRB, 2006. World Reference Base for Soil Resources 2006, first update 2007. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.

Jahn, B., Gallet, S., Han, J., 2001. Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka. Chemical Geology 178, 71-94.

Jakucs, L., 1977. Morphogenetics of karst regions. John Wiley and Sons. New York, 284 p.

Jung, J., 1958. Précis de petrography. Masson et Cie, Paris, 314 p.

Kanazawa, Y., and Kamitani, M., 2006. Rare earth minerals and resources in the world. Journal of Alloys and Compounds 408, 1339-1343.

Kelley, K. N., Mylroie, J. E., Moore, C. M., Collins, L. R., Ersek, L., Lascu, I., Roth, M. J., Moore, P. J., Passion, R., Shaw, C., 2006. Eolianites and karst development in the Mayan Riviera, Mexico. In: Davis, R. L., and Gamble, D. W. (Eds.), Proceedings of the 12<sup>th</sup> Symposium on the Geology of the Bahamas and other Carbonate Regions. Gerace Research Center, pp. 88-98.

Kendall, C. G. St. C., and Warren, J., 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. Sedimentology 34, 1007-1027.

Kerr, P. F., 1965. Mineralogía Óptica. Ediciones del Castillo. Madrid. 433 p.

Kišpatic, M., 1912. Bauxite des Kroatischen Karstes und ihre Entstehung. Neus Jahrb. Mineral. Beil. 34, 513-522.

Kišpatic, M., 1912. Bauxite des Kroatischen Karstes und ihre Entstehung, Neus Jahrb. Mineral. Beil. 34 pp. 513-522.

Klimchouk, A. B., 2004. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 2(1), www.speleogenesis. Info, 13 pages, re-published (modified) from: Jones, W. K., Culver, D. C., and Herman, J. (Eds.). Epikarst. Proc. of the symposium held October 1 through 4, 2003 Sheperdstown, West Virginia, U. S. A. Karst Water Institute special publication 9, 23-35.

Komlóssy, G., 1967. Contribution à la connaissance de la genèse des bauxies hongroises. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest 11 pp. 477-489.

Krekeler. M. P. S., Probst, P., Samsonov, M., Tselepis, C. M., Bates, W., Kearns, L. E., and Maynard, J. B., 2007. Investigations of subsurface flow constructed wetlands and associated geomaterial resources in

the Akumal and Reforma regions, Quintana Roo, Mexico. *Environmental Geology*, Volume 53, 4, 709-726.

Kubiěna, W. L., 1953. *The soils of Europe*. Thomas Murby and Co., London, 317 p.

Kutrovskiy, M. A., and Val'Kov, V. F., 2006. The Peculiarities of Rendzina Genesis. 18<sup>th</sup> World Congress of Soil Science (July 9-15, 2006), Philadelphia, Pennsylvania, USA. 1.3PD Soils on Limestones: Their Properties, Genesis, and Role in Human Societies-Poster Session.

Land, M., Öhlander, B., Ingri, J., and Thunberg, J., 1999. Solid speciation and fractionation of rare earth elements in a Spodosol profile from northern Sweden as revealed by sequential extraction. *Chemical Geology* 160 (1-2), 121-138.

Landa, A. J. F., 2007. Caracterización del residuo silicatado de las calizas como material parental de los suelos de la Península de Yucatán. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. 52 p.

Laveuf, C., Cornu, S., and Juillot, F., 2008. Rare earth elements as tracers of pedogenetic processes. *Geoscience* 340, 523-532.

Leyden, B. W., Brenner, M., Dahlin, B., 1998. Cultural and climatic history of Coba, a lowland Maya city in Quintana Roo, Mexico. *Quaternary Research* 49, 111-122.

Lijun, Z., and Jingyang, L., 2002. Metasomatic Mechanism of Wethering-Pedogenesis of Carbonate Rocks: I. Mineralogical and Micro-Textural Evidence. *Chinese Journal of Geochemistry*. Vol. 21 No.4, 334-339.

Logan, B. W., Harding, J. L., Ahr, W. M., Williams, J. D., Shead, R. G., 1969. Carbonate sediments and reefs, Yucatan Shelf, Mexico. Part 1 Late Quaternary Carbonate Sediments of Yucatán Shelf, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 11, pp. 1-198.

López, R. E., 1973. Estudio geológico de la Península de Yucatán. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, vol. XXV, nos. 1-3, 23-76.

López, R. E., 1975. Geological summary of the Yucatan Peninsula. In: Nairn, A. E. M., and Stehli, F. G. (Eds.). *The Ocean Basins and Margins*, v. 3, *The Gulf of Mexico and the Caribbean*. New York and London, Plenum Press, p. 257-282.

Loucks, R. G., 1999. Paleocave Carbonatic Reservoir: Origins, burial-depth modifications, spatial complexity and reservoir implications. *American Association Petroleum Geologist Bulletin* 83 (11), 1795-1834.

Loucks, R. G., and Handford, C. R., 1992. Origin and recognition of fractures, breccias and sediments fills in paleocave-reservoir networks. In: Candelaria, M. P., and Reed, C. L. (Eds.), *Paleokarst, karst related diagenesis and reservoir development examples from Ordovician-Devonian age strata of west Texas and the mid-continent*. Permian Basin Section. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Publication, 92-33, 31-44.

Loucks, R. G., and Ward, W. C., 2001. Eolian stratification and beach-to-dune transition in a Holocene carbonate eolianite complex, Isla Cancun, Quintana Roo, Mexico. In: Abegg, F. E., Harris, p. M., and Loope, D. B. (Eds.). *Modern and Ancient Carbonate Eolianites: Sedimentology, Sequence Stratigraphy, and Diagenesis*. SEPM Special Publication No. 71, 57-76.

Loucks, R., Mescher, P., and McMechan, A., 2004. Three-dimensional architecture of a coalesced, collapsed-paleocave system in the Lower Ordovician Ellenburge Group, central Texas. *American Association Petroleum Geologist Bulletin* 88 (5), 554-564.

Lozano, R., Bernal, J. P., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22 (3), 329-344.

Lugo, H. J., 1999. El relieve de la Península de Yucatán. In: Universidad Autónoma de Yucatán (Ed.), *Atlas de Procesos Territoriales de Yucatán*, Mérida. p. 159-162.

Lugo, H. J., Aceves, Q. J., Espinasa, P. R., 1992. Rasgos geomorfológicos mayores de la península de Yucatán. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Instituto de Geología UNAM* 10, 143-150.

Ma, Y. J., Huo, R. K., and Liu, C. Q., 2002. Speciation and fractionation of rare earth elements in a lateritic profile from southern China: identification of the carriers of Ce anomalies. *Proceedings of the Goldschmidt Conference, Davos Switzerland*.

Macías, J. L., Arce, J. L., Mora, J. C., Espíndola, J. M., Saucedo, R., and Manetti, P., 2003. The ~ 550 B. P. Plinian eruption of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico: Explosive volcanism linked to reheating of a magma chamber. *Journal of Geophysical Research* 108 (B12), 2569.

Marić, L., 1964a. Terra rossa dans le karst de Yougoslavie. *Predavanja Odrzana u Jugoslavenskoj Akademiji Znanosti i Umjetnosti. Zagreb* 32, pp. 5-58.

Marić, L., 1964b. Terra rossa et bauxite. *Symp. Bauxites, Oxides et Hydroxydes d'Aluminium, Zagreb* 1-3, X. 1963, pp. 190-199.

Marić, L., 1969. Relations génétiques entre la terra rossa et les bauxites dans le karst des Dinarides en Yougoslavie. *Bull. Museum. Nat. Hist. Naturelle, Paris 2e Serie* 41 pp. 770-777.

Marin, L. E., 1990. Field investigations and numerical simulation of the karstic aquifer of the northwest Yucatan, Mexico. Ph. D. Thesis. Northern Illinois University. 183 p.

Marin, L. E., Perry, E. C., and Villasuso, M., 1989. Effects of Hurricane Gilbert on the aquifer in northwest Yucatan, Mexico. *International Geological Congress Proceedings. Held at Washington, D. C. (abstract)*.

McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253.

McKeague, J. A., and Day, J. H., 1966. Dithionite and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Canadian Journal of Soil Science* 46, 13-22.

McKee, E. D., and Ward, W. C., 1983. Eolian Environment Chapter 3. In: Scholle, P. A., Bebout, D. G., Moore, C. H. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments. The American Association of Petroleum Geologists., USA*, pp. 131-170.

McLaren, S., and Gardner, R., 2000. New radiocarbon dates from a Holocene aeolianite, Isla Cancun, Quintana Roo, Mexico. *The Holocene* 10 (6), 757-761.

McLennan, S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Reviews in Mineralogy* 21, 169-200.

- Mee, A. C., Bestland, E. A., and Spooner, N. A., 2004. Age and origin of terra rossa soils in the Coonawarra area of South Australia. *Geomorphology* 58, 1-25.
- Mehra, O.P., and Jackson, M.L., 1960. Iron oxide removal from soil and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate buffer. *Clays and Clay Mineralogy* 7, 317-327.
- Merino, E. , and Banerjee, A., 2008. Terra Rossa Genesis, Implications for Karst, and Eolian Dust: A Geodynamic Thread. *The Journal of Geology* 116, 62-75.
- Merino, E., 2005. Origin of associated Terra Rossa and karst by replacement. Salt Lake City, Utah, U. S. A. Annual Meeting of the Geological society of America. Geological society of America Abstracts with Programs, Vol. 37, No. 7, 257.
- Merino, E., Banerjee, A., and Dworkin, S., 2006. Dust, terra rossa, replacement, and karst: Serendipitous geodynamics in the critical zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, Issue 18, Supplement 1, A416.
- Merino-Ibarra, M., 1986. Aspectos de la circulación costera superficial del Caribe Mexicano con base en observaciones usando tarjetas de deriva. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología UNAM* 13, 31-46.
- Merino-Ibarra, M., y Otero, D. L., 1991. Atlas ambiental costero: Puerto Morelos, Quintana Roo, México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM. Centro de Investigaciones de Quintana Roo. 80 p.
- Miholić, S., 1960. The genesis of the Mediterranean bauxites. *Bull. Sci.* 5, 46.
- Milionis, P. N., 1987. Rare earth element geochemistry of lavas from Central America: Constraints for basalt petrogenesis. M. Sc. Thesis, Graduate School New Brunswick Rutgers, The State University of New Jersey, USA. 105 p.
- Miranda, F., 1964. Vegetación de la Península Yucateca. Rasgos Fisiográficos. La Vegetación. Serie Sobretiros No. 2. Colegio de Posgraduados. Escuela Nacional de Agricultura. Chapingo, México.
- Mizota, C., and Matsuhisa, Y., 1995. Isotopic evidence for the eolian origin of quartz and mica soils developed on volcanic materials in the Canary Archipelago. *Geoderma* 66, Issues 3-4, 313-320.
- Mizota, C., and van Reeuwijkt, L. P., 1989. Clay mineralogy and chemistry of soils formed in volcanic material in diverse climatic regions. *Soil Monograph* 2, ISRIC, Wageningen, 186 p.
- Moore, W. S., and Somayajulu, B. L. K., 1974. Age determinations of fossil corals using  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{Th}$  and  $^{230}\text{Th}/^{227}\text{Th}$ . *Journal of Geophysical Research* 79, 5065-5068.
- Moreno, T., Querol, X., Castillo, S., Alastuey, A., Cuevas, E., Herrmann, L., Mounkaila, M., Elvira, J., and Gibbons, W., 2006. Geochemical variations in aeolian mineral particles from the Sahara-Sahel Dust Corridor. *Chemosphere* 65, 261-270.
- Moresi, M., and Mongelli, G., 1988. The relation between the terra rossa and the carbonate free residue of the underlying limestones and dolostones in Apulia, Italy. *Clay Minerals* 23, 439-446.
- Moulin, C., Lambert, C.E., Dulac, F., and Dayan, U., 1997. Control of atmospheric export of dust by the North Atlantic Oscillation. *Nature* 387, 691-694.

- Muhs, D. R., and Budahn, J. R., 2009. Geochemical evidence for African dust and volcanic ash inputs to terra rossa soils on carbonate reef terraces, northern Jamaica, West Indies. *Quaternary International* 196, 13-35.
- Muhs, D. R., Budahn, J., Prospero, J. M., and Carey, S. N., 2007. Geochemical evidence for African dust inputs to soils of western Atlantic islands: Barbados, the Bahamas and Florida. *Journal of Geophysical Research* 112, F02009, doi:10.1029/2005IF000445.
- Muhs, D. R., Budahn, J., Prospero, J. M., Carey, S. N., 2007a. Geochemical evidence for African dust inputs to soils of western Atlantic islands: Barbados, the Bahamas and Florida. *Journal of Geophysical Research* 112, F02009, doi: 10.1029/2005JF000445.
- Muhs, D. R., Budahn, J., Reheis, M., Beann, J., Skipp, G., Fisher, E., 2007b. Airborne dust transport to the eastern Pacific Ocean off southern California: evidence from San Clemente Island. *Journal of Geophysical Research* 112, D13203, doi: 10.1029/2006JD007577.
- Muhs, D. R., Budahn, J. R., 2006. Geochemical evidence for the origin of late Quaternary loess in central Alaska. *Canadian Journal of Earth Sciences* 43, 323–337.
- Muhs, D. R., Bush, C. A., Stewart, K. C., 1990. Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on quaternary limestone of Caribbean and Western Atlantic islands. *Quaternary Research*, 33, 157-177.
- Muhs, D. R., Crittenden, R. C., Rosholt, J. N., Bush, C. A., Stewart, K. C., 1987. Genesis of marine terrace soils, Barbados, West Indies: evidence from mineralogy and geochemistry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, 605-618.
- Mylroei, J. E., and Carew, J. L., 1995. Karst development on carbonate islands, In: Budd, D. A., Saller, A. H., and Harris, P. M., (Eds.), *Unconformities and Porosity in Carbonate Strata: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 63*, pp. 55-76.
- Mylroie, J. E., Frank, E. F., Carrasquillo, R., Taggart, B. E., Troester, J. W., and Carew, J. L., 1993. Flank margin cave development, Isla de Mona, Puerto Rico (abs.): Program of the National Speleological Society Annual Convention, Huntsville, Alabama, National Speleological Society, p. 39-40.
- Nagatsuka, U., and Maejima, S., 2002. Dating for soils on the raised coral reef terraces of Kikai island (Japan). In: papers of the 17<sup>th</sup> conference of World Congress of Soil Science, 14-21 August, Thailand.
- Nakai, S., Halliday, A. N., Rea, D. K., 1993. Provenance of dust in the Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 119, 143-157.
- Natland, J., 1984. Occurrences of air-fall volcanic ash derived from the Lesser Antilles arc at Leg 78A drill sites. In: Biju, D. B., and Moore, J. C. (Eds.), *Initial Reports DSDP 78 (Pt. 1)*. Washington (U. S. Govt. Printing Office), 369-375.
- Nettleton, W.D., Flach, K.W., and Brasher, B.R., 1969. Argillic horizons without clay skins. *Soil Science Society of America Proceedings* 33, 121-125.
- Neuendorf, K.K. E., Mehjr, J.P., Jackson, J.A. (Eds.), 2008. *Glossary of Geology*, 5<sup>th</sup> ed. American Geological Institute, Alexandria, VA. <http://www.agiweb.org/pubs/glossary>.

- Neumann, A. C., and Moore, W. S., 1975. Sea level events and Pleistocene coral ages in the northern Bahamas. *Quaternary Research* 5, 215-224.
- Neumayr, M., 1875. Zur Bildung del Terra rossa. *K. und K. Geol. Reichsanst. Verh. Wien* 3 pp. 50-51.
- National Ocean and Atmospheric Administration (NOAA), 2010. 2010 track map for the Atlantic Basin. <http://www.noaanews.noaa.gov/stories2010/images/atlantictrackmap2010.jpg>
- Olivarez, A. M., Owen, R. M., Rea, D. K., 1991. Geochemistry of eolian dust in Pacific pelagic sediments: implications for paleoclimatic interpretations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 2147–2158.
- Olson, C. G., Ruhe, R. V., and Maushach, M., 1980. The terra rossa limestone contact phenomena in karst, southern Indiana. *Soil Science Society of America Journal* 44, 1075-1079.
- Oropeza, O. O., 1999. Impacto ambiental y peligros naturales y antrópicos en la Península de Yucatán. In: Universidad Autónoma de Yucatán (Ed.), *Atlas de Procesos Territoriales de Yucatán*, Mérida. p. 251-258.
- Ortega, O. C., 2005. Caracterización estructural, petrológica y geoquímica de la zona de cizalla “Baja Verapaz”, Guatemala. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. 99 p.
- Oti, M. N., 1987. Geochemical and textural characterization of laterites of Southeastern Nigeria. *Chemical Geology* 60, 63-72.
- Palumbo, B., Bellanca, A., Neri, R., and Roe, M.J., 2001. Trace metal partitioning in Fe-Mn nodules from Sicilian soils, Italy. *Chemical Geology* 173 (4), 257-269.
- Pan, Y. M., Fleet, M. E., and Barnett, R. L. 1994. Rare-earth mineralogy and geochemistry of the Mattagami Lake volcanogenic massive sulfide deposit, Quebec. *Canadian Mineralogist* 32, 133-147.
- Panahi, A., Young, G. M., and Rainbird, R. H., 2000. Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archaean granite near Ville Marie, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (13), 2199-2220.
- Parfitt, R. L., and Henmi, T., 1982. Comparison of an oxalate-extraction method and a infrared spectroscopic method for determining allophane in soil clays. *Soil Science and Plant Nutrition* 28, 183-190.
- Pauls, O., 1913. Die Aluminiumerze des Bihargebirges und ihre Entstehung. *Zeitschr. Prakt. Geologie* 21 pp. 521-572.
- Pearce, J. A., and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290–300.
- Pedro, G., Jamagne, M., and Begon, J. C., 1978. Two routes in genesis of strongly differentiated acid soils under humid, cool-temperate conditions. *Geoderma* 20, 73-189.
- Pérez, M. J., 1965. Análisis Mineralógico de Arenas. Métodos de estudio. *Manuales de Ciencia Actual Núm 1*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Patronato Alonso de Herrera. Madrid, 265 p.

- Perry, E., Velazquez, O. G., and Socki, R. A., 2003. Chapter 7 Hydrogeology of the Yucatán Peninsula. In: Gómez, P. A., Allen, M. F., Fedick, S. L., Jiménez, O. J. J., (Eds.). *The Lowland Maya Area Three Millennia At the Human-Wildland interface*. Food Products Press, pp. 115-138.
- Perry, K. D., Cahill, T. A., Eldred, R. A., and Dutcher, D. D., 1997. Long-range transport of North African dust to the eastern United States. *Journal of Geophysical Research* 102, 11225-11238.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., and Siever, R., 1972. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag. Berlin. 618 p.
- Plaster, R. W., and Sherwood, W. C., 1971. Bedrock weathering and residual soil formation in Central Virginia. *Geological Society of America Bulletin* 82, 2813-2826.
- Pope, K. O., Ocampo, A. C., Kinsland, G. L., and Smith, R., 1996. Surface expression of the Chicxulub Crater. *Geology* 24, 527-530.
- Priori, S., Constantini, E. A. C., Capezzuoli, E., Protano, G., Hilgers, A., Sauer, D., and Sandrelli, F., 2008. Pedostratigraphy of Terra Rossa and Quaternary geological evolution of a lacustrine limestone plateau in central Italy. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 171, 509-523.
- Prospero, J.M., and Carlson, T.N., 1981. Saharan air outbreaks over the tropical North Atlantic. *PAGEOPH* 119, 677-691.
- Prospero, J.M., Bonatti, E., Schuber, C., and Carlson, T.N., 1970. Dust in the Caribbean traced to an African dust storm. *Earth and Planetary Science Letters* 9, 287-293.
- Psuty, N. P., 1967. The geomorphology of beach ridges in Tabasco, Mexico. *Louisiana State Univ. Coastal Studies Inst. Ser* 18, 51 p.
- Pyle, D. M., 1989. The thickness, volume and grain size of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology* 51, 1-15.
- Pyle, D. M., 1995. Assessment of the minimum volume of tephra falls deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 69, 379-382.
- Quiñones, H., 1975. Soil study area 4-Intrazonal soils of northern Yucatan Peninsula. In: de Pablo, L. (Ed.), *Guidebook FT-4, International Clay Conference*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, pp. 70-93.
- Rankin, P. C., and Childs, C. W., 1976. Rare-earth elements in iron-manganese concretions from some New Zealand soils. *Chemical Geology* 18 (1), 55-64.
- Reeder, R. J., and America, M. S.O., 1983. Carbonates: mineralogy and chemistry. *Reviews in Mineralogy*, vol. 11. Mineralogical Society of America, Washington D. C., USA. 499 p.
- Retallack, G. J., 1990. *Soils of the past. An introduction to paleopedology*. Unwin-Hyman, Inc., London, 520 p.
- Retallack, G. J., 1991. Untangling the effects of burial alteration and ancient soil formation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 19, 183-206.
- Reynolds, J. H., 1980. Late Tertiary volcanic stratigraphy of northern Central America. *Bulletin of Volcanology* 43, 601-607.

- Richards, D., and Richards, S., 2007. Overview of the geology and hydrology of coastal Quintana Roo, Mexico. Publicado de forma electrónica en [http://www.oztotl.com/ps/reports/QR\\_hydrology.pdf](http://www.oztotl.com/ps/reports/QR_hydrology.pdf)
- Robledo, A .P. A., 2005. Los paleocolapsos kársticos en las plataformas carbonatadas del Mioceno superior de Mallorca: análisis geográfico, genético, geológico y evolutivo. Tesis de doctorado. Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca. 177 p.
- Robles, R. R., 1950. Apuntes sobre la morfología de Yucatán. Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística 69, 27-106.
- Robles, R. R., 1958. Los recursos naturales del sureste y su aprovechamiento. Geología y geohidrología. Instituto Mexicano de Recursos Naturales Renovables, v. 2, pp. 55-92.
- Rodríguez, C. J., 1982. Petrology and diagenesis of Pleistocene limestones, northeastern Yucatan Peninsula, Mexico.M. in Sc. Thesis. University of New Orleans, USA, 80 p.
- Rohdenburg, H., 1970. Morphodynamische Aktivitäts-und Stabilitätszeiten statt Pluvial-und Interpluvialzeiten. Eiszeitalter und Gegenwart 21, 81-96.
- Rosenblum, S., and Mosier, E. L., 1983. Mineralogy and Occurrence of Europium-Rich Dark Monazite. Geological Survey Professional Paper 1181. 67 p.
- Ross, M., Scotese, C. R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. Tectonophysics 155, 139-168.
- Rossinsky, V. J., Wanless, H. R., and Swart, P. K., 1992. Penetrative calcretes and their stratigraphic implications. Geology 20, 331-334.
- Ruhe, R. V. 1975. Geomorphology. Boston, Houghton-Mifflin, 246 p.
- Ruhe, R. V., and Olson, C. G., 1980. Clay mineral indicators of glacial and nonglacial sources of wisconsinan loesses in southern Indiana, U. S. A. Geoderma 24, 283-297.
- Ruhe, R. V., Cady, J. G., and Gomez, R. S. 1961. Paleosols of Bermuda. Geological Society of America Bulletin 72, 1121-1142.
- Schinle, I., 1991. Kaldynamik in den bodengesellschaften der halbinsel Yucatan (Mexico). Dissertation Doktors der Naturwissenschaften, Universität Stuttgart, 168 p.
- Schlatter, T. 1995. Long distance dust. Weatherwise 48, 38-39.
- Schütz, L., Jaenicke, R., and Pietrek, H., 1981. Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean. In: Péwé, T.L. (Ed.), Desert Dust, Geological Society of America, Special Paper, vol. 186, pp. 87-100.
- Schultz, L. G., Shepard, A. O., Blackmon, P. D., and Starkey, H. C., 1971. Mixed-layer kaolinite-montmorillonite from the Yucatán Peninsula, Mexico. Clays and Clay Minerals 19, 137-150.
- Schwertmann, U., 1964. The differentiation of iron oxides in soil by extraction with ammonium oxalate solution. Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd. 105, 194-202.

- Sedov, S., Solleiro, R. E., Fedick, S. L., Gama, C. J., Palacios, M. S., and Vallejo, G. E., 2007. Soil genesis in relation to landscape evolution and ancient sustainable land use in the northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. *Atti. Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A* 112. 115-126.
- Sedov, S., Solleiro, R. E., Fedick, S. L., Pi, P. T., Vallejo, G. E., and Flores, D. M. L., 2008. Micromorphology of a Soil Catena in Yucatán: Pedogenesis and Geomorphology Processes in a Tropical Karst Landscape. In: Kapuer, S., Mermut, A., and Stoops, G. (Eds.). *New Trends in Soil Micromorphology*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 19-37.
- Sertsu, S. M., and Sanchez, P. A., 1978. Effects of heating on some changes in soil properties in relation to an Ethiopian land management practice. *Soil Science Society of America Journal* 42, 940-944.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2006. Carta Geológico-Minera Cancún F16-8 escala 1:250,000. Secretaría de Economía. Pachuca, México.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2006. Carta Geológico-Minera Cozumel F16-11 escala 1: 250,000. Secretaria de Economía. Pachuca, México.
- Sheldona, N. D., and Taborb, N., 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews* 95, Issues 1-2, 1-52.
- Shijie, W., Hongbing, J. I., Ziyuan, O., Dequan, Z., Leping, Z., and Tingyu, Li., 1999. Preliminary study of weathering and pedogenesis of carbonate rock. *Science in China (Series D)*. Vol. 42, No.6, 572-581.
- Shoji, S., Nanzyo, M., and Dahlgren, R., 1993. Volcanic ash soils. Genesis properties and utilization. Elsevier, Science Publishers, B.V. Netherlands.
- Soil Survey Laboratory Methods Manual, 2004. Burt, R. (Ed.). Investigations Report No. 42. Version 4.0. Natural Resources Conservation Service. United States Department of Agriculture. 700 p.
- Southworth, C. S., 1985. Application of remote-sensing data, Eastern Yucatan. In: Ward, W. C., Weidie, A. E., and Black, W. (Eds.). *Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula*, New Orleans Geological Society, pp. 12-19.
- Spaargaren, O., 2008. Leptosols. In: Chesworth, W. (Ed.). *Encyclopedia of Soil Science*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, The Netherlands, pp. 437-438.
- Steinen, R. P., and Matthews, R. K., 1973. Phreatic versus vadose diagenesis: stratigraphy and mineralogy of a cored borehole on Barbados, W. I. *Journal of Sedimentary Petrology* 43, 1012-1020.
- Steinen, R. P., Harrison, R. S., and Matthews, R. K., 1973. Eustatic low stand of sea level between 125,000 and 105,000 y B. P.: evidence from the subsurface of Barbados, West Indies. *Geological Society of America Bulletin* 84, 63-70.
- Steinmann, M., and Stille, P., 1997. Rare earth element behavior and Pb, Sr, Nd isotope systematics in a heavy metal contaminated soil. *Applied Geochemistry* 12 (5), 607-623.
- Stipp, S. L. S., Christensen, J. T., Lakshtanov, I. Z., Baker, J. A., and Waight, T. E., 2006. Rare earth element (REE) incorporation in natural calcite: upper limits for actinide uptake in a secondary phase. *Radiochimica Acta* 94 (9-11), 523-528.

- Stoops, G., 2003. Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections. Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin USA. 184 p.
- Sun, J., 2002. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 845–859.
- Sun, J., 2002. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 845-859.
- Šušteršič, F., Rejšek, K., Mišić, M., Eichler, F., 2009. The role of loamy sediment (terrarossa) in the context of steady state karst surfacelowering. *Geomorphology* 106, 35-45.
- Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., and Kallberg, P., 1992. Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus* 44B, 133-149.
- Sweeting, M. M., 1973. Karst landforms. Macmillan Pub. London, 362 p.
- Swineford, A., Leonard, A. B., and Frye, J. C., 1958. Petrology of the Pliocene pisolitic limestone in the Great Plains. *Kansas Geological Survey Bulletin* 130, 97-116.
- Szabo, B. J., Ward, W. C., Weidie, A. E., and Brady, M. J., 1978. Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the eastern Yucatan Peninsula. *Geology*, v.6, 713-715.
- Takahashi, Y., Sakashima, T., and Shimizu, H., 2003. Observation of tetravalent cerium in zircon and its reduction by radiation effect. *Geophysical Research Letters* 30 (3) art. no. 1137.
- Tamayo, J. L., 2009. *Geografía Moderna de México*. 12a ed. Editorial Trillas. México. 544 p.
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 312 p.
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of Geophysics* 33, 241-265.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., McCulloch, M. T., 1983. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 1897-1905.
- Temur, S., Orhan, H., and Deli, A., 2009. Geochemistry of the Limestone of Mortas Formation and Related Terra Rossa, Seydisehir, Konya, Turkey. *Geochemistry International*. Vol. 47, No. 1, 67-93.
- Thornbury, W.D., 1954. *Principles of geomorphology*. New York, Wiley, 618 p.
- Thraillkill, J., 1968. Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 79, 19-46.
- Torrent, J., 1976. Soil development in a sequence of river terraces in northern Spain. *Catena*, 3, 137-151.
- Torrent, J., and Schwertmann, U., 1987. Influence of hematite on the colour of red beds. *Journal of Sedimentary Petrology* 57, 121-125.
- Tremocoldi, W. A., Steinhardt, G. C., Franzmeier, D. P., 1994. Clay mineralogy and chemistry of argillic horizons, fragipans, and paleosol B horizons of soils on a loess-thinning transect in southwestern Indiana, USA. *Geoderma* 63, 77-93.

- Tučan, F., 1912. Terra Rossa, deren Natur und Entstehung. *Neus Jahrb. Mineral. Beil.* 34, 401-430.
- Tulaczyk, S. M., 1993. Karst Geomorphology and Hydrogeology of the Northeastern Yucatan Peninsula, Mexico. M. Sc. Thesis. Northern Illinois University. 189 p.
- Tyler, G., 2004a. Rare earth elements in soil and plant systems-a review. *Plant and Soil* 267 (1-2), 191-206.
- Ulery, A. L., Graham, R. C., Bowen, L. H., 1996. Forest fire effects on soil phyllosilicates in California. *Soil Science Society of America Journal* 60, 309-315.
- Ulery, A. L., Graham, R. C., Amrhein, C., 1993. Wood-ash composition and soil pH following intense burning. *Soil Science* 156, 358-364.
- USDA (United States Department of Agriculture), 1998. Keys to Soil Taxonomy. Soil Survey Staff. Natural Resources Conservation Service. Washington, D. C.
- Vedder, J. G., MacLeod, N. S., Lanphere, M. A., and Dillon, W. P., 1973. Age and tectonic implications of some low-grade metamorphic rocks from the Yucatan Channel. *Journal Research of U. S. Geological Survey*, v. 1, no. 2, 157-164.
- Vendel, M., Kisházi, P., and Boldizsár, I., 1971. Origin of bauxite deposits in the Transdanubian Hills. *Bány. Kut. Int. Közl. Budapest* 15 pp. 7-43.
- Verhaye, W., and Stoops, G., 1973. Micromorphological evidences for the identification of an argillic horizon in terra rossa. *Proceedings of the Fourth International Working Meeting on Soil Micromorphology. Department of Geography. Queen's University, Kingston, Ontario, Canada*, pp. 817-831.
- Wall, J. R. D., Wolfeden, E. B., Beard, E. H., and Deans, T., 1962. Nordstrandite in soil from West Sarawak, Borneo. *Nature* 4851, 264-266.
- Walter, A. V., 1991. Caractérisation géochimique et minéralogique de l'altération de la carbonatite du complexe alcalin de Juquia (Brésil)-Comportement des terres rares dans les minéraux phosphates. Thesis. University of Aix-Marseille, Aix-Marseille, France. 247 p.
- Ward, W. C., 1970. Diagenesis of Quaternary eolianites of N. E. Quintana Roo, Mexico. Ph. D. Thesis. Rice University, Houston, Tex. 207 p.
- Ward, W. C., 1973. Influence of climate on the early diagenesis of carbonate eolianites. *Geology* 1, 171-174.
- Ward, W. C., 1975. Petrology and diagenesis of carbonate eolianites of the northwestern Yucatan Peninsula, Mexico. In: Wantland, K. F., and Pusey III, W. C (Eds.). *Belize Shelf carbonate sediments, clastic sediments, and ecology AAPG Studies in Geology*, no. 2, 500-571.
- Ward, W. C., 1985. Part II Quaternary geology of northeastern Yucatan Peninsula. In: Ward, W. C., Weidie, A. E., and Black, W. (Eds.). *Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula*, New Orleans Geological Society, pp. 22-95.

- Ward, W. C., 1997. Geology of coastal islands, northeastern Yucatan Peninsula. In : Vacher, H. L., and Quinn, T. M., (Eds.), *Geology and hydrogeology of carbonate islands*. Elsevier Science Publishers, pp. 275-298.
- Ward, W. C., and Wilson, J. L., 1974. General aspects of the northeastern coast of the Yucatan Peninsula. In: *Field Trip 2, Annual Meeting of the Geological Society of America*, pp. 96-105.
- Ward, W.C., 1973. Influence of climate on the early diagenesis of carbonate eolianites. *Geology*, v. 1, no. 4, 171-174.
- Wattez, J., and Courty, M. A., 1987. Morphology of ash of some plant materials. Soil micromorphology. In: Fedoroff, N., Bresson, L. M., and Courty, M. A. (Eds.). *Proceedings of the Seventh International Working Meeting on Soil Micromorphology*, Paris. 677-683.
- Weidie, A. E., 1982. Lineaments of the Yucatan Peninsula and fractures of the central Quintana Roo coast: Road Log and Supplement to 1978 Guidebook. *Geological Society of America Meeting, Field Trip no. 10- Yucatan*. 25 p.
- Weidie, A. E., 1985. Part I Geology of Yucatan Platform. In: Ward, W. C., Weidie, A. E., and Black, W. (Eds.). *Geology and Hydrogeology of the Yucatan and Quaternary Geology of Northeastern Yucatan Peninsula*, New Orleans Geological Society, pp. 1-19.
- White, E. L., and White, W. B., 2000. Breakdown morphology. In: Klimchouk, A. B., Ford, D. C., Palmer, A. N., and Dreybrodt, W. (Eds.). *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society, Inc. (Public). Alabama, U. S. A., 427-429.
- Williams, P. W., 1983. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology. *Journal of Hydrology*, 61, 45-67.
- Wilson, E. M., 1980. Physical geography of the Yucatán Peninsula. *Yucatán, a world apart*. The University of Alabama Press. Alabama, pp. 1-40.
- Wilson, E. M., 1982. Physical geography of the Yucatan Peninsula. In: Moseley, E. H., and Terry, E. D. (Eds.), *Yucatan, A World Apart*. University of Alabama Press. pp. 5-40.
- Wright, A. C. S., 1967. The soil reconnaissance of the Yucatan peninsula, Mexico. Final report, FAO, Mexico.
- Wright, A. C. S., 1968. El reconocimiento de los suelos de la Península de Yucatán. Ciclo de conferencias sobre Mapeo y Clasificación de Suelos. Mimeo. Universidad Autónoma Chapingo, México.
- Wright, V. P., 1994. Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth Science Reviews* 35, 367-395.
- Xing, B., and Dudas, M. J., 1993. Trace and rare earth element content of white clay soils of the Three River Plain, Heilongjiang Province, P.R. China. *Geoderma* 58 (3-4), 181-199.
- Yaalon, D. H., and Ganor, E., 1973. The influence of dust on soils during the Quaternary. *Soil Science* 116, 146-155.
- Yaalon, D.H., 1997. Soils in the Mediterranean region: what makes them different? *Catena* 28, 157-169.

Yan, X. P., Kerrich, R., and Hendry, M. J., 1999. Sequential leachates of multiple grain size fractions from a clay-rich till, Saskatchewan, Canada: implications for controls on the rare earth element geochemistry of porewaters in an aquitard. *Chemical Geology* 158 (1-2), 53-79.

Zellmer, G. F., Hawkesworth, C. J., Sparks, R. S. J., Thomas, L. E., Harford, C. L., Brewer, T. S., and Loughlin, S. C., 2003. Geochemical Evolution of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, Lesser Antilles Volcanic Arc. *Journal of Petrology* No. 44, 8, 1349-1374.

Ziegler, C. L., Murray, R. W., Hovan, S. A., Rea, D. K., 2007. Resolving eolian, volcanogenic, and authigenic components in pelagic sediment from the Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 254, 416–432.

**Figura 20.** Descripciones de fotomicrografías del perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.

- a) Horizonte Ap (0-13 cm). Rellenos de origen excretal en una cámara, que presentan coalescencia generando microagregados en formas granulares. Nótese las formas elipsoidales y esféricas de los excrementos, que de acuerdo a la clasificación de Bullock et al. (1985) pueden vincularse con larvas de insectos dípteros. Observación con luz polarizada plana.
- b) Horizonte Ap (0-13 cm). Detalle de masa basal, donde se observan restos orgánicos vegetales degradados (color negro-pardo oscuro) tamaño arena gruesa. En la región superior central, se observa un resto orgánico pseudomorfo de biotita. La micromasa se encuentra pigmentada de color pardo debido a la presencia de materia orgánica fina. Observación con luz polarizada plana.
- c) Horizonte A (13-30 cm). Material retrabajado de los horizontes Bt (bloques angulares a subangulares), intrusionando a la microestructura del horizonte A. Nótese el contraste en la coloración de la micromasa, ya que en los bloques que provienen del horizonte Bt es de un color rojizo oscuro, mientras que la micromasa hospedante tiende a ser naranja-rojiza (con algo de pigmentación parda, dada la mayor presencia de materia orgánica fina). Observación con luz polarizada plana.
- d) Horizonte A (13-30 cm). Detalle de rasgos de iluviación y de fabrica-b granoestriada que circundan a un bloque de horizonte Bt subyacente. En la región inferior central, se observa una cámara con rellenos excretales con pobre coalescencia. Observación con nicoles parcialmente cruzados.
- e) Horizonte Bt1 (30-65 cm). Detalle de fabrica-b granoestriada circundante a un nódulo de hierro, que en su periferia presenta tonalidades rojizas brillantes, sugiriendo la presencia de goethita. En parte de la micromasa, en la región central derecha de la microfotografía, se observan estriaciones que desarrollan un patrón reticulado incipiente. Observación con nicoles cruzados.
- f) Horizonte Bt1 (30-65 cm). Detalle de fabrica-b granoestriada desarrollada alrededor de un cristal de cuarzo tamaño arena gruesa con inclusiones primarias. Obsérvese que los agregados ubicados en la región izquierda de la fotomicrografía (y que también muestran estrías de color naranja brillante), son bloques de tamaño medio, conformados a partir de agregados granulares finos. Observación con nicoles cruzados.

**Figura 20. Continuación.** Descripciones de fotomicrografías del perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.

- g) Horizonte Bt1 (30-65 cm). Detalle de fabrica-b estriada en el borde superior de un agregado en bloque de tamaño grueso. Nótese la tendencia a un patrón paralelo entre las estrías en la región izquierda del bloque. Los agregados en la región superior izquierda de la microfotografía son de tamaño medio y tienden a ser granulares. Observación con nicoles cruzados.
  
- h) Horizonte Bt1 (30-65 cm). Evidencia de rasgos de iluviación en poros (obsérvese la continuidad óptica del recubrimiento de arcilla, al centro de la microfotografía). La fabrica-b estriada presenta formas reticulares, conformando en ciertas áreas rombos, como se observa en la esquina inferior izquierda. Observación con nicoles cruzados.
  
- i) Horizonte Bt2 (65-110 cm). Detalle de agregados en bloques subangulares gruesos moderadamente desarrollados y que presentan espacios planares entre si. Nótese los agregados granulares que conforman a los bloques, observables en la región superior central de la microfotografía. En la región derecha, son observables espacios porosos vesiculares. Observación con luz polarizada plana.
  
- j) y k) Horizonte Bt2 (65-110 cm). Detalle de revestimientos de iluviación limpios (cutanes de arcilla) acumulados en paredes de poros. Se pueden observar microlaminaciones de color rojizo oscuro (fotomicrografía j, observación con luz polarizada plana) en el cutan de la esquina superior izquierda. Los colores de interferencia son bajos sugiriendo la presencia de minerales de arcilla de estructura 1:1 (fotomicrografía k, observación con nicoles cruzados).

**Figura 20. Continuación.** Descripciones de fotomicrografías del perfil de suelo rojo (Luvisol) de Kantunil Kin, Q. Roo.

- l) Horizonte BC (125-135 cm). Revestimientos de arcilla limpios (con algo de laminación convoluta) alojándose en regiones porosas de material carbonatado micrítico. Observación con luz polarizada plana.
- m) Horizonte BC (125-135 cm). Detalle del contacto abrupto entre recubrimientos de arcilla iluviada y carbonatos microesparíticos en una zona porosa. Llama la atención, la variación en los colores de interferencia de los minerales arcillosos, debido a la birrefringencia tan alta del carbonato. Observación con nicoles cruzados.
- n) Horizonte BC (125-135 cm). Detalle de fabrica-b estriada, entre carbonatos primarios microesparíticos. Se observa la tendencia a formar una retícula romboidal, además de que el material arcilloso pareciera que rellena zonas porosas de los carbonatos. Observación con nicoles cruzados.
- ñ) Roca caliza subyacente al perfil de suelo (> 135 cm). Detalle del “bloque flotante” micrítico y con bioclastos (entre ellos foraminíferos) en el que se concentran nódulos de hierro (goethita) y minerales arcillosos de coloración amarillo-rojiza. Obsérvese el carbonato circundante que es microesparítico y poroso. Observación con nicoles cruzados.
- o) Roca caliza subyacente al perfil de suelo (> 135 cm). Detalle de los nódulos de hierro acumulados en el carbonato micrítico de una “bloque flotante” de 2 cm de longitud. Observación con nicoles cruzados.
- p) Roca caliza subyacente al perfil de suelo (> 135 cm). Detalle del contacto entre calcita esparítica (en habito dentado) y un “bloque flotante” de micrita, cercanos a una región porosa. Entre los cristales de esparita es observable material arcilloso acumulado en bandas, con una respuesta óptica casi isotrópica. En el borde del “bloque flotante” micrítico se observa una acumulación globular de microesparita y que aparentemente aloja material arcilloso de color naranja claro entre el contacto de los cristales. Observación con nicoles cruzados.

**Figura 38.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y “Rellenos de bolsas kársticas”, en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.

- a) y b) Rendzina (Leptosol Rendzico), Cantera 4. En el centro de la fotomicrografía b, un fragmento de estructura tabular de un resto vegetal carbonizado (conservando parte de sus paredes celulares). También se observa un agregado granular con material grueso acrecionado (en la esquina izquierda de la fotografía) y por encima éste otro resto de carbón de forma más irregular. Observación con luz polarizada plana. La microfotografía c es la misma área, pero observada con nicoles cruzados, donde resaltan carbonatos pirogénicos microesparíticos dentro del fragmento de carbón.
- c) Rendzina (Leptosol Rendzico), Cantera 4. Agregado esferoidal de color pardo-rojizo claro, con material orgánico grueso acrecionado. Los circundan agregados granulares finos y un fragmento de carbón. Observación con luz polarizada plana.
- d) “Relleno” de bolsa”, Cantera 4, horizonte AB. Al centro de la microfotografía, restos vegetales carbonizados, que aún conservan parte de su estructura celular. En la región superior, se observa una micromasa de color pardo rojiza-claro, que presenta agregados granulares compactándose. En la región inferior la microfotografía (subyaciendo a los restos carbonizados) se observan agregados en bloques con una micromasa de color pardo-oscuro y con poros planares. Observación con luz polarizada plana.
- e) “Relleno” de bolsa”, Cantera 4, horizonte AB. Contraste entre el color de la micromasa de agregados en bloques angulares. En la región izquierda de la microfotografía se observa una micromasa de color pardo-rojiza clara en bloques y espacios planares, mientras que en la región derecha son bloques gruesos con micromasa de color pardo-oscuro y poros en vesículas y cámaras. Observación con luz polarizada plana.
- f) “Relleno” de bolsa”, Cantera 4, horizonte AB. Relleno excretal en una cámara de un bloque grueso, el color pardo oscuro es dominante en la micromasa circundante. Observación con luz polarizada plana.

**Figura 38.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y “Rellenos de bolsas kársticas”, en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.

- g) “Relleno” de bolsa”, Cantera 4, horizonte AB. Detalle del contacto abrupto entre una región con estructura granular de un “relleno” con micromasa de color pardo-rojiza, y un clasto de calcarenita de composición oomicrítica. La región de contacto, muestra mayor compactación entre los agregados del material fino del “relleno”. Observación con luz polarizada plana.
- h) “Relleno de bolsa”, Cantera 3.2, horizonte 2AB. Detalle de los tipos de microestructura presentes. Nótese al centro de la microfotografía un bloque subangular grueso con una micromasa de color pardo oscuro, muy compacto y con material grueso acrecionado. Alrededor del bloque se observan agregados granulares finos con una micromasa de color pardo, más clara, que la contenida en el bloque. Observación con luz polarizada plana.
- i) “Rellenos de bolsa”, Cantera 3.2, horizonte 2AB. Detalle del interior de agregados en bloques angulares gruesos, parcialmente acomodados y con espacios porosos planares. Nótese la subestructura granular que compone al bloque del centro de la fotomicrografía, además de la porosidad interna (en canales) del mismo. Observación con luz polarizada plana.
- j) “Rellenos de bolsa”, Cantera 3.2, horizonte 2Bt1. De color pardo-naranja, un fragmento de un recubrimiento de arcilla retrabajado. Observación con luz polarizada plana.
- k) “Relleno de bolsa”, Cantera 3.2, horizonte 2Bt1. Agregados en bloques angulares, parcialmente acomodados, separados por poros planares. De color gris brillante, carbonatos secundarios microesparíticos relleno de poros. También son observables nódulos de hierro típicos en la micromasa. Los límites de dichos nódulos son abruptos, lo que sugiere que también se trata de material retrabajado. Observación con luz polarizada plana.
- l) “Relleno de bolsa”, Cantera 3.2, horizonte 2Bt2. Carbonatos secundarios esparíticos, relleno de un espacio poroso. Se pueden observar cristales de calcita con maclado polisintético. Observación con luz polarizada plana.

**Figura 38.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y “Rellenos de bolsas kársticas”, en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.

m) y n) “Rellenos de bolsa” Cantera 4, horizonte A2 (110-130 cm). En la fotomicrografía m (observación con luz polarizada plana) puede distinguirse la estructura granular y poros en cámaras que forman parte de la microestructura intraped de bloques subangulares gruesos. La imagen n es la observación con nicols cruzados, donde se denota la tendencia a una fabrica-b sin diferenciar, aunque con cierta presencia cristalítica de los granos de limo que forman parte de la masa basal.

ñ) “Rellenos de bolsa” Cantera 4, horizonte A2 (110-130 cm). Nódulo de hierro típico (centro de la fotomicrografía, de color pardo rojizo y con límites abruptos que sugieren retrabajo) rodeado de una micromasa de color pardo claro, que conforma agregados finos subangulares. Observación con luz polarizada plana.

o) y p) “Rellenos de bolsa” Cantera 4, horizonte A2 (110-130 cm). Bioclasto incorporado a masa basal. Estos restos de conchas son carbonatos primarios heredados de las calcarenitas subyacentes. Observaciones con luz polarizada plana y nicols cruzados, respectivamente.

**Figura 38.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y “Rellenos de bolsas kársticas”, en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.

q) y r) “Relleno de bolsa” Cantera 4, horizonte A2 (110-130 cm). Restos de carbonatos microesparíticos, vinculados a posible exposición al fuego. Observación con luz polarizada plana y nicoles cruzados)

s) “Relleno de bolsa” Cantera 4, horizonte A2 (110-130 cm). Detalle de los componentes gruesos y finos de la masa basal. La flecha amarilla señala un cristal de plagioclasa (subhedral) tamaño limo con huellas de disolución. Pueden observarse otros minerales tamaño limo (aunque los cristales presentes son de tipo anhedral), diseminados y rodeados por una micromasa de color pardo claro. Observación con luz polarizada plana.

t) “Relleno de bolsa” Cantera 4, horizonte A2 (110-130 cm). Al centro de la fotomicrografía un cristal intemperizado de piroxeno, como un ejemplo de los componentes gruesos de la masa basal. Observación con luz polarizada plana.

u) “Relleno de bolsa” Cantera 4, horizonte A2 (110-130 cm). Detalle de un relleno de material orgánico fino de color pardo oscuro, entre agregados granulares moderadamente desarrollados de micromasa color pardo claro. Observación con luz polarizada plana.

**Figura 38.** Fotomicrografías de rasgos micromorfológicos de Rendzina (Leptosol Rendzico) y “Rellenos de bolsas kársticas”, en secciones de las canteras del corredor Cancún-XelHa, Q. Roo.

v) Zona de contacto entres rellenos de bolsa y calcarenita, Cantera 4. Obsérvese los bioclastos micríticos. También puede notarse restos de raíces (de color pardo rojizo) que intrusieron parte de los carbonatos biogénicos. Observación con luz polarizada plana.

w) Zona de contacto entres rellenos de bolsa y calcarenita, Cantera 4. Bioclastos micríticos, en parte cementados por esparita, que denotan procesos de recristalización. Observación con luz polarizada plana.

x) y y) Zona de contacto entres rellenos de bolsa y calcarenita, Cantera 4. En la imagen x (observación con luz polarizada plana) es observable el corte de una raíz de color pardo rojizo, que intrusionó el material calcarenítico compuesto en su mayoría por bioclastos micríticos. En la imagen y, se denota un corte de raíz como isotrópica, dada la degradación orgánica (observación con nicoles cruzados).