

1 Lateral lithological and compositional variations of the Cretaceous/Tertiary deep-sea tsunami
2 deposits in northwestern Cuba
3 Goto K, Tada R, Tajika E, Iturralde-Vinent MA, Matsui T, Yamamoto S, Nakano Y, Oji T,
4 Kiyokawa S, Garcia D, Otero C, Rojas R (2008)
5 Cretaceous Research 29 (2008) 217—236

6

7 キューバ北西部の白亜紀/第三紀境界の深海津波堆積物の岩相・組成の側方変化

8

9 要旨

10 白亜紀キューバ弧の北西斜面に堆積し、150 kmの範囲に分布している白亜紀/第三紀(K/T)
11 境界堆積物であるキューバ北西部の Peñalver 層の岩石学的、組成的、粒径の側方変化は、
12 深海底堆積物への津波の影響を調査するために調べられている。Peñalver 層の下部は浅い
13 プラットフォームに由来する粒子を含むカルシルタイトで構成されている。それは地震波
14 の衝撃によって引き起こされた、浅い炭酸塩のプラットフォームからの土石流によって堆
15 積したと考えられている。この層の上部はカルカレナイトからカルシルタイトの半遠洋性
16 から遠洋性堆積物で構成されている。これは下部と明らかに異なる起源であり、地域的な均
17 質性や西へ流れる水塊によってキューバ中央から東へ運ばれた蛇紋岩質粒子の存在から、
18 津波の影響下で形成されたと考えられている。2つの部分の間には浸食面があり、上部には
19 海流の影響を示す堆積構造が推定堆積深度が浅いほど多くあることから、浅い深度ほど津
20 波の影響が強かったと解釈できる。加えて、上部では6-10回以上繰り返される組成や粒径
21 の変動が見られ、最初の津波で形成された高密度の堆積物懸濁雲に、その後連続する津波の
22 逆流によって陸棚～堆積盆の上部斜面から浸食された堆積物の側方注入が繰り返されたこ
23 とを反映していると考えられる。

24

25 1. はじめに

26 多くの津波堆積物が露頭やドリルコアから報告され、過去の津波の規模や発生状況を評
27 価するために、津波による堆積物の輸送メカニズムが調査されている (e.g. Atwater, 1987;
28 Minoura and Nakaya, 1991; Kelsey et al., 2005)。しかし、深海の津波堆積物の岩石学的特徴
29 はあまり理解されていないため、深海底での津波の影響や堆積物の輸送メカニズムを調査
30 した研究はほとんどない。津波起源の強い証拠を持つ深海堆積物の例として、地中海のもの
31 がある (Kastens and Cita, 1981; Cita et al., 1996; Cita and Aloisi, 2000)。およそ 3500 年前の
32 サントリーニ火山の噴火によって大きな津波が引き起こされたことが示されており、この

33 イベントと同時期の深海堆積物がある(Kastens and Cita, 1981). Kastens and Cita (1981)は
34 この深海堆積物を homogenite (ホモジナイト)と呼び, (1)単調に上部細粒化する厚く塊状
35 の見た目, (2)半遠洋性から遠洋性起源の粒子, (3)初生堆積構造の欠落, (4)生物擾乱の欠
36 落, (5)非地震域のホモジナイトの存在, をもとに津波堆積物と解釈した. しかし, ホモジ
37 ナイトはピストンコアでしか採取されていないため, 堆積物の側方方向と垂直方向の岩相
38 の特徴を詳細に調査することを困難であり, ホモジナイトの堆積メカニズムはいまだ不明
39 である. さらに, すべての深海津波堆積物がサントリーニで形成されたホモジナイトと類似
40 の特徴を持つかは不明であり, 堆積深度や津波の規模の変化に関連して大きな岩相の側方
41 変化があるかどうかも分らない.

42 地球外物質の海への衝突は, 巨大津波を生み出す原因の一つである(e.g. Jansa, 1993;
43 Ormö and Lindström, 2000; Gersonde et al., 2002; Dypvik and Jansa, 2003). 例えば, 白亜
44 紀/第三紀(K/T)境界のチクシュループ衝突で大津波が発生したと考えられている(e.g.,
45 Matsui et al., 2002). メキシコ湾周辺(e.g. Bourgeois et al., 1988; Alvarez et al., 1992; Smit et
46 al., 1992, 1996; Smit, 1999; Lawton et al., 2005; Schulte et al., 2006), 古カリブ海(Maurrasse
47 and Sen, 1991; Takayama et al., 2000; Tada et al., 2002, 2003), そしてチクシュループ・ク
48 レーター(Goto et al.2004)ではK/T境界の津波堆積物と思われるものがいくつか報告さ
49 れている.

50 Pszczolkowski (1986)は, キューバ北西部の上部細粒化ユニット(Brönnimann and Rigassi,
51 1963; Iturralde-Vinent, 1992)からなる Peñalver 層を調査し, K/T境界の衝突に関係してい
52 る可能性を示唆した. この提案は, 後に生層序と衝突の関連物質の存在に基づいた
53 Takayama et al. (2000)に支持された. Takayama et al. (2000)は, Peñalver 層の下部は衝突
54 による地震波により引き起こされた重力流堆積物と解釈し, 一方の上部は地中海のサント
55 リーニで形成されたホモジナイトと堆積物の特徴が類似することから深海津波堆積物と解
56 釈した. しかし, 彼らの研究は低分解能の分析かつたった1か所での観測に基づいていた.

57 Peñalver 層は 180m の厚さで広く分布しており, 高分解能分析が可能である. 本研究で
58 は, Peñalver 層の側方, 垂直方向の岩相変化を調査し, 上部の津波の起源を調べ, 堆積深度
59 あるいはまた津波の規模の変化による岩相への影響を評価する. さらに, 堆積メカニズムを
60 解明するため高分解能の岩石学的, 鉱物学的分析, 粒度分析を行った.

61

62 2. 地質学的設定

63 キューバ褶曲帯は5つのテクトニックユニットからなる(Iturralde-Vinent, 1994, 1998):
64 (1)バハマプラットフォームや縁辺地, (2)異地性のキューバ SW テレーン, (3)異地性の

65 北部オフィオライト帯, (4)異地性の白亜紀島弧複合体=(消滅した白亜紀キューバ弧), (5)
66 キューバ南東部の古第三紀火山弧.

67 消滅した白亜紀キューバ弧は北部のバハマプラットフォームと北部オフィオライト帯の
68 上に構造的に接している. それは, アプチアンからカンパニアン期のアーク複合体で, 変形
69 し, 部分的に変成岩になっている. そして K/T 境界部を含むこともある最末期カンパニ
70 アン期から古第三紀の堆積盆の堆積物に覆われる (Iturralde-Vinent, 1994, 1998; Iturralde-
71 Vinent et al., 2000; Díaz-Otero et al., 2000; Tada et al., 2003). 白亜紀後期には, 消滅した
72 白亜紀キューバ弧は現在の場所から 500 から 700 km南南東に位置していた (Rosencrantz,
73 1990; Pindell, 1994). マーストリヒチアン期には, 消滅したアーク複合体はキューバ炭酸塩
74 プラットフォームに覆われ, いくつかの珪長質粒子の堆積した堆積盆ユニットが, アークの
75 上方と炭酸塩プラットフォームの北側や南側の斜面に発達した (Fig. 1, Tada et al., 2003).
76 Peñalver 層はキューバ炭酸塩プラットフォームの北から北西に位置する盆地に堆積したも
77 のである (Iturralde-Vinent, 1992, 1994, 1998).

78 キューバと K/T 境界衝突時の周辺地域の古地理の復元によると, 古カリブ海盆は北では
79 フロリダプラットフォームと斜面の堆積物と接し, 北東はバハマ炭酸塩プラットフォーム
80 と斜面堆積物と接し, 西はユカタンプラットフォームと斜面堆積物と接し, そして南はキュー
81 ーバ炭酸塩プラットフォームと接していた (Tada et al., 2003). 堆積盆は南東方向に大西洋
82 まで広がっており, 大西洋の南北の幅は 500 km以上であった (Fig. 1, Tada et al., 2003). こ
83 れらの浅海のプラットフォームの間には, 大陸斜面と深海盆と古カリブ海の中央部には薄
84 い海洋地殻(古カリブ海盆)が発達していた (Tada et al., 2003). K/T 境界の衝突はこの古地
85 理的環境で起き, K/T 境界堆積物は古カリブ海盆西部に堆積した (Tada et al., 2003).

86

87 3. 層序学的設定

88 キューバ褶曲帯の最末期カンパニアン期から始新世の半遠洋性堆積岩は, 古カリブ海盆
89 の中にもともとあった海盆の堆積物の一部で, 消滅した白亜紀火山弧の上に位置していた
90 (Pszczolkowski, 1986; Iturralde-Vinent, 1992, 1994, 1998). これらの堆積物は, 厚さ約
91 1200m で, 下位から順に, Vía Blanca, Peñalver, Apolo, Alkazar, Capdevila 層 (Brönnimann
92 and Rigassi, 1963)あるいは Mercedes グループ (Albear and Iturralde-Vinent, 1985)である.

93 Vía Blanca 層は変形した白亜紀火山弧の堆積物と中生代のオフィオライトを不整合に覆
94 う (Brönnimann and Rigassi, 1963; Albear and Iturralde-Vinent, 1985). 厚さは 500m で, 年
95 代は最末期カンパニアン期から最末期マーストリヒチアン期である (Tada et al., 2003). ハ
96 バナ地域の Vía Blanca 層最上部のサンプルは, 最末期マーストリヒチアン期の浮遊性有孔

107 虫を含む (*Abathomphalus mayaroensis*, *Plummerita hantkeninoides* and *Pseudoguembelina*
108 *hariaensis*, Díaz-Otero et al., 2003). この地層は層状構造の発達した半遠洋性砂岩からなり、
109 細礫から中礫の礫岩層を 4 層以上挟む。碎屑物には消滅した白亜紀キューバ火山弧からの
100 浸食でできた岩石やオフィオライト、石灰岩が含まれる (Brönnimann and Rigassi, 1963;
101 Albear and Iturralde-Vinent, 1985). ハバナ地域の Vía Blanca 層の堆積深度は浮遊性有孔虫
102 と底生有孔虫の比率に基づき 600~2000 m と推定されている (Brönnimann and Rigassi,
103 1963).

104 Penalver 層は厚さ 20 から 180 m 以上で、浸食性の基底面を有し Vía Blanca 層を覆う。
105 模式セクションの石灰質の碎屑性ユニットは上方細粒化し、カルシルダイトからカルシル
106 タイトへ変化し、生物擾乱がない (Brönnimann and Rigassi, 1963; Takayama et al., 2000).
107 Peñalver 層はカンパニアン期から後期マーストリヒアン期までの様々な種類の浮遊性有孔
108 虫を含み、アプチアン期よりも若い白亜紀の種をわずかに含む (Díaz-Otero et al., 2000;
109 Takayama et al., 2000). キューバ中央部のマーストリヒアン期の炭酸塩プラットフォーム
110 堆積物に見られる *Barrettia monilifera* や *Titanosarcolites giganteus* を含む厚歯二枚貝の
111 破片 (Rojas et al., 1995) は、Peñalver 層の下部 30m によく見られる (Takayama et al., 2000).
112 Takayama et al. (2000) は、同層の下部の大きな泥岩の同時礫から *Micula prinsii* の産出を報
113 告しており、その産出は最末期マーストリヒアン期に限定され、65.4-65.0Ma の間の年代
114 である (Bralower et al., 1995). 同層には第三紀の微化石はない。変質した多孔質ガラスと衝
115 突起源の可能性がある衝撃石英の粒子が Peñalver 層で見つかっている (Takayama et al.,
116 2000; Goto et al., 2002; Nakano et al., in press). 生層序学的な制約と衝撃物質の産出は
117 Peñalver 層が K/T 境界天体衝突イベントに続いて堆積したことを示唆する (Takayama et al.,
118 2000; Tada et al., 2003).

119 Peñalver 層の模式地の周辺では、同層を覆う 100 m の厚さの Apolo 層と Mercedes 層は
120 分布しないが、Peñalver 層の模式地の南東 3 km の高速道路のジャンクション (Takayama et
121 al., 2000, fig. 4) や約 4 km 東の Minas 地域 (Tada et al., 2003) に露出している。これらの層は
122 半遠洋性のタービダイト石灰岩や碎屑岩からなり (Brönnimann and Rigassi, 1963; Albear
123 and Iturralde-Vinent, 1985), そして Apolo 層の岩相は Vía Blanca 層のものに似ている。
124 Minas の Apolo 層に含まれる浮遊性有孔虫は前期 Danian 期のものである
125 (*Parvularugoglobigerina eugubina* and *Globoconusa fringa*). Apolo 層は上部暁新統から下
126 部始新統の Alkazar 層の石灰質石灰岩に移行する (Brönnimann and Rigassi, 1963; Albear and
127 Iturralde-Vinent, 1985).

128

129 **4. 研究地域**

130 ここで調査した地域は北西キューバに位置し、東西方向に 150 km以上の距離に広がる。
131 現地調査はハバナの東約 90 kmの Cidra とハバナの西約 60 kmの Santa Isabel に近い模式地
132 で行われた(Fig. 2). Cidra と Santa Isabel の Peñalver 層はカンパニアン期から後期マース
133 トリヒチアン期の様々な種の浮遊性有孔虫を含む(Díaz-Otero et al., 2003). さらに、これら
134 の場所から衝撃石英粒子も報告されている(Goto et al., 2002). 再堆積した微化石や岩片,
135 そして衝突由来の物質が混ざっている性質は、メキシコ湾の K/T 境界“cocktail”堆積物に似
136 ており(Bralower et al., 1998), これらの場所の Peñalver 層も K/T 境界衝突に関連してい
137 て、再堆積で形成されたことを示唆する。

138 ハバナ地域は東西方向の Havana-Matanzas 背斜の西端に位置し、Peñalver 層は波長数 km
139 の褶曲で繰り返し露出している(Fig. 2). 模式地の Peñalver 層は Peñalver 村近くの放棄さ
140 れた採石場に露出している(Fig. 2). この採石場は東西方向の向斜の北の側面に位置してい
141 る. Cidra の Peñalver 層は Matanzas 市と Cidra 村の間, Santa Ana の南西 1.5 kmに位置す
142 る放棄された採石場に露出している(Figs. 2 and 3). この採石場は東西方向の Havana-
143 Matanzas 背斜に位置する. Santa Isabel 地域の Peñalver 層は, Mariel の町と Cabañas の間
144 の道路の南側 2 kmの小さな丘に露出している(Figs. 2 and 3).

145 Cidra と Santa Isabel の Vía Blanca 層の古深度をハバナ地域に似ている浮遊性有孔虫と底
146 生有孔虫の比率を用いて推定することは困難である. なぜならこれらの地域の Peñalver 層
147 直下の堆積物の化石の保存状態が良くないためである. 一方, Cidra と Santa Isabel 地域は
148 東西方向の褶曲を考慮すると, もともとは, 模式地に対してそれぞれ約 15 から 20 km南に
149 位置している. 復元された 3 地域の位置は, Cidra と Santa Isabel 地域は模式地よりもキュー
150 ーバ炭酸塩プラットフォームの近くに位置しており, そのためそれらの堆積深度は模式地
151 よりも浅かった可能性がある.

152

153 **5. 分析方法**

154 Peñalver 層の堆積学的メカニズムを解釈するため, 岩石学的, 鉱物学的, 粒度分析を行っ
155 た. 採取地点は Fig. 4 に示されている. 粒子の組成はポイントカウントによって調べた. 粉
156 末試料は X線粉末解析(XRD)で分析し鉱物組成を調べた(Takayama et al., 2000). これらは
157 非常に石灰質なため, ほとんどのバルク試料で珪長質鉱物の含有量を評価することは難し
158 かった. 珪長質鉱物を調べるために 10~20g のバルク試料を約 100 ccの 20%酢酸で 12 時
159 間処理して, カルサイトを除去した. 次に残渣を H₂O で洗浄し, 遠心分離し, 乾燥した.
160 ドロマイトはこの処理では溶解しない(Takayama et al., 2000). 不溶性残渣を計量し,炭酸カ

161 ルシウムの含有量を計算した。

162 炭酸塩と碎屑性ケイ酸塩粒子の最大粒径は、粒径の変化を調べるために岩石顕微鏡で測
163 定した。Santa Isabel の Peñalver 層上部の不溶性残渣の粒度分布は、炭酸カルシウム含有量
164 と不溶性残渣の粒度分布の関係を調べるために行われた。不溶性残渣の粒度分布は堀場 LA-
165 920 レーザー回折式粒度分析機を使用して測定した。粘土粒子の凝固を防ぐために、その残
166 留物を約 50 cc の $\text{Na}_4(\text{P}_2\text{O}_7)$ の 0.2% 水溶液で処理した (see Takayama et al., 2000)。

167

168 6. 結果

169 6.1. Peñalver 層の岩相と岩石

170

171 Takayama et al. (2000) は模式地の Peñalver 層を岩相変化に基づいて 5 つに分けた；上方
172 に向かって、基部、下部、中央部、上部、最上部である (Fig. 4)。さらに、堆積構造と組成
173 に基づくと、堆積メカニズムと起源については、基底層が、その上位の中層から最上部層と
174 は異なることが示唆された。下部層は、基底層から中層～最上部層の移行部と解釈されてい
175 る。これらの観察結果を用いて Tada et al. (2003) は、基底部に下層部の下部を加えて下部
176 ユニットと定義し、下部層の上部に中層部から最上部層までを一括して上部ユニットとし
177 た。上部ユニットはサブユニット A, B に細分され、サブユニット A は Takayama et al.
178 (2000) の下部層の上部と中層部から上部層を合わせた部分、サブユニット B は最上部層で
179 ある (Fig. 4)。本研究では、Cidra と Santa Isabel の Peñalver 層にも適用するため、Tada et
180 al. (2003) の岩相層序学の区分を使用する。

181

182 6.2. 模式地 (Havana Province)

183 6.2.1. 下部ユニット

184

185 Vía Blanca 層の上部から Peñalver 層のサブユニット A の上部のシーケンスは、模式地で
186 連続して露出している (Takayama et al., 2000, fig. 5)。Peñalver 層のサブユニット B はサブ
187 ユニット A と断層面で接触しており、上位層の Apolo 層はこの場所では見られない。

188 下部ユニットは Vía Blanca 層を覆い、その境界は浸食面である。それは約 30 m の厚さ
189 で、下部 25 m は薄-中程度のグレーで、淘汰が悪い、細礫から中礫の石灰岩からなる (Fig.
190 5A)。そこには直径 2 m までの同時礫がよく見られ、それらは Vía Blanca 層の下位層に由
191 来する可能性がある (Takayama et al., 2000)。模式地の東約 6 km にある Victoria 採石場 (Fig.
192 2) の Peñalver 層下部ユニットでは最大幅が 10m の同時礫が観察される (Fig. 6)。下部ユニ

193 ットの上部 5 m は薄色から中程度のグレーで、淘汰が悪く、中粒から粗粒なカルカレナイト
194 トで構成され、数 cm の厚さの 36 層の礫層に特徴づけられる。礫岩は円磨された緑がかっ
195 た黒色泥岩の礫で、わずかに厚歯二枚貝類の破片や浅海性石灰岩礫を伴う。カルカレナイト
196 にはピラー構造が見られ(Takayama et al., 2000)、この構造は Lowe(1975)が流動化したチ
197 ャネルの一つのタイプに類似しているので、高密度の堆積物雲の沈降で形成されたと考え
198 られる(Takayama et al., 2000)。

199 下部ユニットのカルシルダイトとカルカレナイトは主に淘汰が悪く、角張ったものから
200 やや角張ったバイオミクライト(Fig. 7A)、そして主に厚歯二枚貝(Fig. 7B)や軟体動物、大
201 型底生有孔虫の破片から成る浅海のバイオクラストからなる(Fig. 8)。非炭酸塩粒子は淘汰
202 が悪く、角張ったものからやや角張った茶色の泥岩片と、安山岩片、単結晶および多結晶の
203 石英粒子や長石粒子で構成されている(Fig. 8)。変質した発泡したガラス片は下部ユニット
204 で報告されており、その形状や組織は他の K/T 境界堆積物の衝突噴出物由来の発泡した球
205 状物質に類似する(Takayama et al., 2000)。カルシルダイトの不溶性残渣は主に石英、スメ
206 クタイト、クリノプチロライト-ヒューランダイト、斜長石である(Fig. 9)。薄片では、石英
207 と斜長石はカルシルダイト中に個々の碎屑粒子として含まれ、同じようにバイオミクライト
208 ト、ミクライト石灰岩、泥岩片の中に 30 mm 以下の碎屑物として含まれている。スメクタイ
209 トは主に泥岩片に含まれ、一部は発泡したガラスに置き換わる(Takayama et al., 2000)。ミ
210 クライト石灰岩と碎屑性石英粒子の粒径は、1240 から 720 μm 、700 から 375 μm へとそれ
211 ぞれ上方に向かって減少する(Fig. 9)。

212

213 6.2.2. 上部ユニット

214

215 下部ユニットと上部ユニットの境界は漸移的である。下部ユニットの最上面は、薄い礫岩
216 層の最終の産出で定義している。上部ユニットは 150 m 以上の厚さで、サブユニット A と
217 B に分かれる。サブユニット A は約 95 m の厚さで下部 55 m は薄灰色から中程度の灰色
218 で、塊状で淘汰が良い、細粒から中粒のカルカレナイトで構成される。ピラー構造が全体的
219 に見られ(Fig. 5B)、パイプ構造—これも脱水構造(Takayama et al., 2000)—(Fig. 5C)がサブ
220 ユニットの基底から 18, 25, 35, 50, 55 m 上の 5 つの単層で確認された。パイプ構造は横
221 5 から 10 cm、長さ 20 から 50 cm で、一般的に層理に対して垂直に発達している。サブユニ
222 ャット A の上部 40 m は薄灰色から中程度の灰色で、塊状で、淘汰が良い、極細粒から細粒な
223 カルカレナイトで構成される。サブユニット A の下部 55 m と対照的に、脱水構造がない。
224 代わりに、この部分は数 cm から数 m の厚さの微かな平行層理で特徴づけられる(Fig. 5D)。

225 サブユニット A のカルカレナイトは主に、淘汰が良く、良く円磨されたミクライト石灰
226 岩と結晶性炭酸塩岩からなり、浮遊性有孔虫や底生有孔虫を含む(Figs. 7C and 8A). 浅海域
227 由来の大型化石片の含有量は、サブユニット A の基部で約 10%から 3%と急減する(Fig.
228 8A). 非炭酸塩粒子は主に淘汰が良く、良く円磨された蛇紋岩礫、単結晶の碎屑性石英、安
229 山岩礫で、少量の長石、茶色の泥岩片、スピネル、角閃石、黒雲母などの鉱物をわずかに含
230 む (Fig. 8B). 蛇紋岩片は通常メッシュ状の組織を示し(Fig. 7D), かんらん石からの変質を
231 示唆する. 下部ユニットには存在しない蛇紋岩片が、サブユニット A の基底部に産し、上
232 方に向かって急増し、サブユニット A の下部から中央部では非炭酸塩粒子の約 50%を形成
233 する(Fig. 8B). サブユニット A の上部では蛇紋岩片の含有量は 5 から 15 m スケールの変
234 化を伴って上方に向かって徐々に減少する. Fig. 9 で示すように、XRD による不溶性残渣
235 中の蛇紋岩片の含有量の分析、この観察結果を裏付ける. 不溶性残渣は主にサブユニット A
236 中の石英、ドロマイト、スメクタイト、クリノプチロライト-ヒューランダイト、斜長石、
237 蛇紋岩片からなり、イライトとシデライトを含む. 上部ユニットのミクライト石灰岩と碎屑
238 性石英粒子の最大粒径は上方に向かってそれぞれ 850 から 150 μm , 590 から 100 μm へと
239 それぞれ減少する(Fig. 9). ミクライト石灰岩と碎屑性石英粒子の最大粒径のわずかな変動
240 がサブユニット A で観察される.

241 サブユニット B は、サブユニット A と断層面で接しており、サブユニット A の厚さは少
242 なくとも 55 m である. 薄灰色から中程度の灰色で、塊状のカルシルタイトからなり、主に
243 粘土サイズのコッコリスの粒子とミクライト、茶色の粘土鉱物、浮遊性有孔虫を含む(Figs.
244 7E and 8). カルシルタイトの不溶性残渣は、主に石英、クリノプチロライト-ヒューランダ
245 イト、スメクタイト、斜長石(Fig. 9)からなり、シデライトを含む. 蛇紋岩とドロマイトは
246 サブユニット B では稀である.

247

248 6.3. Cidra (Matanzas Province)

249 6.3.1. 下部ユニット

250

251 Vía Blanca 層の上部から Peñalver 層のサブユニット A の上部までは、Cidra 村近郊の廃
252 採石場に連続して露出する. Peñalver 層の露出部の厚さは 85 m である(Fig. 4). サブユニ
253 ャット B とそれを覆う Apolo 層は露出していない.

254 Cidra の下部ユニットは Vía Blanca 層を不規則な浸食面を伴って覆っている. 下部ユニ
255 ャットは層厚 18 m で、カルシルタイトからカルカレナイトからなる 2 層からなり、それぞれの
256 厚さは 9 m であり、下位からカルシルタイト Bed 1, Bed 2 と定義される(Fig. 4). Bed 1

257 と Bed 2 の境界は明瞭で整合的である。各単層は上方細粒化し、中礫のカルシルダイトから
258 粗粒砂サイズのカルカレナイトへ変わると、カルシルダイトは礫支持を示し、良く円磨さ
259 れた化石片を含み、化石片は浅海起源である。各ユニットの上部には薄い礫岩層が挟まれ、
260 これらの単層の出現は模式地の下部ユニットの上部と類似する。Bed 2 の最上部の薄い礫岩
261 層は変形しており、その上部はそれを覆う上部ユニットのカルカレナイトに切られている。
262 ピラー構造は Bed 1 の上部と Bed 2 の全体に見られる (Fig. 10A)。

263 Cidra の下部ユニットのカルシルダイトとカルカレナイトの粒子組成と粒径は模式地と
264 は異なる (Figs. 11 and 12)。Bed 1 には、多数の良く円磨されたオーライト岩片 (Fig. 7F) が
265 観察され、直径 1 mm 程の黒色頁岩片がわずかに観察される。茶色の泥岩片は直径 50 μm 以下
266 の碎屑性石英や斜長石を豊富に含むため、模式地のものと違う。さらに、Cidra の下部ユニ
267 ャットのミクライト石灰岩の最大サイズは模式地のものよりも粗粒で、上方に向かって 2300
268 から 1700 μm へと減少する (Fig. 12)。下部ユニットのカルシルダイトの不溶性残渣は模式地
269 の組成と類似するが、Cidra のクリノプチロライト-ヒューランダイトの含有量は模式地の
270 ものよりもわずかに多い (Fig. 12)。

271

272 6.3.2. 上部ユニット

273

274 上部ユニットのサブユニット A は下部ユニットを不規則な浸食面で覆う。67 m 以上の層
275 厚で、薄灰色、塊状、淘汰が良く、中粒から細粒砂サイズのカルカレナイトからなる。ピラ
276 ー構造は全体に見られるが、パイプ構造はサブユニット基底から 1 m と 20 m 上の 2 つの
277 レベルのみに見られる (Fig. 4)。このサブユニットの基底の 27~28 m 上には微かな平行葉
278 理を伴う約 1 m の厚さがある。この区間は少量の直径 20 cm 以上の角張った黒色頁岩片を伴
279 い (Fig. 10B)、それらは層理に平行に並ぶ傾向にある。この区間の上には、数 cm から数 m
280 の厚さの微かな層理が見られる。

281 サブユニット A のカルカレナイトの粒子組成と粒径は模式地と類似する (Figs. 11 and 12)。
282 サブユニット A の下部では浅海性の大型化石の含有量が急減する。蛇紋岩片は下部ユニ
283 ャットでは見つかっていないが、サブユニット A の基底から 10 m 上で産し、ここでは浅海起源
284 の大型化石片やバイオミクライト岩が減少する (Fig. 11)。サブユニット A の基底の 10 から
285 27 m 上の間では蛇紋岩片は非炭酸塩粒子の 50% 以上を占め、そして、それより上方に向か
286 って含有率は 0 から 50% の間で変動を伴いながら減少する (Fig. 11)。サブユニット A の茶
287 色の泥岩片は碎屑性石英や斜長石粒子を含まず、泥岩片が下部ユニットと上部ユニットと
288 では異なることを示す。Cidra のサブユニット A におけるミクライト石灰岩片と碎屑性石

289 英粒子の最大粒径の範囲と上方細粒化傾向は、模式地のものとほとんど同じである (Fig. 12).
290 サブユニット A のカルカレナイトの不溶性残渣は模式地のものと類似し、上方に向かって
291 石英とクリノプチロライト-ヒューランダイトが増加し、スメクタイトが減少し、サブユニ
292 ャット A のみに蛇紋岩片が産する (Fig. 12).

293

294 **6.4. Santa Isabel (Pinar del Rio Province)**

295 **6.4.1. 下部ユニット**

296

297 Vía Blanca 層の上部から、おそらく Apolo 層の下部の区間は Santa Isabel では連続して露
298 出する。この場所の Peñalver 層の層厚は約 80 m である (Fig. 4).

299 Vía Blanca 層を覆う Peñalver 層の下部ユニットは不規則な浸食面を持つ。下部ユニット
300 の層厚は 45 m で、下位から Bed 1 から Bed 5 に定義される融合した 5 層のカルシルダイト
301 からなる (Fig. 4)。各単層は大礫サイズのカルシルダイトから粗粒なカルカレナイトへと上
302 方細粒化する。このカルシルダイトは粒子支持構造を示し、浅海起源の良く円磨された大型
303 化石片を含む。直径 2 m にもなる同時礫は Bed 1 に巻き込まれている。Bed 1, 4, 5 の上
304 部には薄い礫岩層が挟まれ、これらは模式地と Cidra の下部ユニット上部で観察されるも
305 のに類似する。Bed 2, 4, 5 の基底部には、チャンネルタイプの浸食面が見られる。これらの
306 浸食されたチャンネル面の軸のトレンドは南北方向で、プランジは層理に対して北に 3 度で
307 ある。

308 Santa Isabel の下部ユニットのカルシルダイトの粒子組成と粒径は模式地と Cidra のもの
309 とは異なる (Fig. 13)。大型石灰質有孔虫は Bed 1 では観察されない。茶色の泥岩片は模式地
310 のものと異なるが、多量の直径 50 μm 以下の碎屑性の石英や斜長石を含む点で Cidra のもの
311 と類似している。Bed 1 から 4 で組成に大きな変化はないが、クロライトで置換された粒子
312 が Bed 5 で観察される (Fig. 7G)。下部ユニットのカルシルダイトの不溶性残渣は模式地の
313 のものと同様の組成である (Fig. 14)。Bed 5 では、Bed 1 から 4 よりも石英が多く、スメクタイ
314 トが少なく、そして少量のドロマイトが存在する。Santa Isabel の下部ユニットのミクライ
315 ト石灰岩片の最大サイズは模式地や Cidra よりも粗粒で、7300 から 1300 μm へと上方細粒
316 化を示す (Fig. 14).

317

318 **6.4.2. 上部ユニット**

319 上部ユニットは下部ユニットを覆い不規則な浸食面で覆う (Fig. 10C)。上部ユニットは約
320 35 m の厚さでサブユニット A と B に分けられる。サブユニット A は 8 m の厚さで中灰色

321 で、塊状で、良く淘汰された極細粒から細粒なカルカレナイトで構成される。サブユニット
322 A の下部 2 m は細粒なカルカレナイトと極細粒なカルカレナイトの互層からなる。深さ約
323 1.6 m のチャンネルタイプの浸食面がサブユニット A の基底から 2 m 上に見られる。チャネ
324 ルの軸のトレンドは N77° W で、プランジは層理に対して西に 10° である。サブユニット
325 A には脱水構造は見られない。カルカレナイトの不溶性残渣の粒子組成と鉱物組成は模式
326 地と Cidra のサブユニット A の上部のものに類似するが、蛇紋岩片やドロマイトが欠落す
327 る点は異なる (Figs. 13 and 14)。サブユニット A のミクライト石灰岩片と碎屑性石英粒子の
328 最大粒径の範囲と上方細粒化傾向は模式地や Cidra のものと類似する (Fig. 14)。

329 サブユニット B はサブユニット A を覆い、その境界は明瞭で整合である。約 27 m の厚
330 さで、1 から 4 m の厚さの灰色の粘土質カルシルタイト層と数 cm から数十 cm の薄灰色カ
331 ルシルタイトの 10 層ほどの互層で特徴づけられる (Figs. 10D and 15)。ライトグレーのカ
332 ルシルタイト層の炭酸塩含有量は 3~8% で、灰色の粘土質カルシルタイト層よりも高い
333 (Fig. 15)。カルシルタイト中の不溶性残渣の粒度分布はユニモーダルな分布を示す (Fig. 16)。
334 薄灰色のカルシルタイト層の不溶性残渣の平均モードと最大直径は約 5.1 と 20 μm で、それ
335 に対して灰色粘土質カルシルタイト層はそれぞれ約 5.9 と 45 μm である。さらに、灰色粘土
336 質カルシルタイト層はライトグレーのカルシルタイト層よりも粒度分布が広い。サブユニ
337 ャット B のカルシルタイトは主にコッコリスやミクライトマトリックスのような粘土サイズ
338 の粒子からなり、保存状態の良い浮遊性有孔虫を少量伴い (Figs. 7H and 13)；二次的なカル
339 サイトは稀である。ライトグレーのカルシルタイト層は灰色粘土質カルシルタイト層より
340 も多量のミクライト石灰岩片や浮遊性有孔虫を含む。また、コッコリスとミクライトマトリ
341 ャックスの含有量はライトグレーのカルシルタイト層よりも多い。一方、灰色粘土質カルシル
342 タイト層はライトグレーのカルシルタイト層よりも多くの碎屑性石英と安山岩片を含む。

343 サブユニット B の最上部には、巣孔を伴う 2~7 cm の厚さの茶色のカルシルタイト層が
344 ある。この単層にはイリジウムの異常濃集 (179 \pm 30 ppt) がは見られ、単層の直上では 91
345 \pm 16 ppt にわずかに減少する (Hatsukawa et al., 2007)。これらの値はバックグラウンドレベ
346 ル (<47 ppt, Hatsukawa et al., 2007) を大きく上回るが、古カリブ海やメキシコ湾周辺の K/T
347 境界堆積物と比較すると低い (e.g., Smit et al., 1992)。この単層の上には 4 m の厚さのライ
348 トグレーの塊状カルシルタイト層があり、Apolo 層と解釈される。

349

350 7. 議論

351 7.1. Peñalver 層の岩相の側方変化

352

353 本研究の結果は、Peñalver 層の層厚や堆積構造が、かなりかつ系統的に変化しているこ
354 とを示す。Peñalver 層は模式地では 180 m 以上の厚さで、Cidra では 85 m 以上、Santa Isabel
355 では約 80 m である (Fig. 4 and Table 1)。特に、Santa Isabel と Cidra では、下部ユニットは
356 より多くのカルシルタイト層を含み、より多くのバイオミクライトと浅海性の化石片を含
357 み、そして模式地よりも粗粒である (Table 1)。このことは Cidra と Santa Isabel の Peñalver
358 層は模式地よりも浅い深度で、供給源に近い場所で堆積したことを示唆する。これは 3 地
359 点のうち、模式地が元の位置に戻すとキューバ炭酸塩プラットフォームの北側、最も遠いと
360 ころに位置していたことに一致する。

361

362

363 7.2. 下部ユニットの起源と堆積メカニズム

364

365 Peñalver 層の下部ユニットは Vía Blanca 層を不規則な浸食面で覆い、すべての研究地域
366 で Vía Blanca 層の石灰質泥岩塊を同時礫として含んでいる。下部ユニットのカルシルダイ
367 トは淘汰が悪く、粒子支持で、多くの円磨された浅海起源の大型の化石片を含む。模式地と
368 Cidra はともにピラー状の脱水構造を有する。下部ユニットのこれらの特徴は土石流堆積物
369 の特徴 (Middleton and Hampton, 1976) と一致している。

370 Dypvik and Jansa (2003) は石英や微斜長石粒子の存在に基づき、Peñalver 層がキューバ
371 火山弧ではなく、大陸棚外縁の崩壊による大陸縁辺部に由来すると言及した。しかし、これ
372 らの粒子は Vía Blanca 層の堆積物にも見られ、必ずしも大陸縁辺部から運ばれたわけでは
373 ない。さらに、厚歯二枚貝の分類群 (Rojas et al., 1995)、下部ユニットの安山岩の存在、Santa
374 Isabel の Bed 2, 4, 5 の基底部に発達した南北方向のチャンネルは、下部ユニットのカルシ
375 ルダイトは Peñalver 層の堆積エリアの南側に露出したが、その後消滅した白亜紀キューバ
376 弧、そして Vía Blanca 層の下位の礫岩層に由来することを示唆する。これは、Takayama et
377 al. (2000) が既に提案していた。良く円磨されたオーライト片は Cidra の Bed 1 のみに見ら
378 れ、クロライトで置換された粒子は Santa Isabel の Bed 5 のみに見られる。さらに、下部ユ
379 ニットの各単層の炭酸塩粒子とケイ酸塩粒子の最大粒径は異なる。研究地域を含む下部ユ
380 ニットのカルシルダイト中の粒子組成や鉱物組成、炭酸塩やケイ酸塩の最大粒径の違いは
381 土石流の発生源が局所的であることを示唆する。

382 Goto et al. (2002) によると、Cidra の Bed 1、Santa Isabel の Bed 1 から 3 のカルシルダイ
383 ト中には衝撃石英は含まれない。衝撃石英粒子は衝突後数時間以内に衝突地点周辺に沈降
384 したと考えられるため (Kring and Durda, 2002; Tada et al., 2003)、これらの単層の堆積を引

385 き起こした土石流は、衝撃石英が海底に到達する前の衝突から数時間以内に発生し、堆積し
386 た。これらの地点に初めに到達した衝突関連の現象の一つは地震波であり(e.g. Smit et al.,
387 1996; Smit, 1999), 衝突後数分以内に調査地域に到達した可能性がある。その影響は数時間
388 続き、地震波の最大振幅は数 m に到達した可能性があり(Boslough et al., 1996), 大規模な
389 斜面崩壊を引き起こすのに十分だったと考えられる(Takayama et al., 2000; Tada et al.,
390 2003). あるいは、ユカタン・プラットフォームの縁沿いの大規模な斜面崩壊による大規模
391 な津波が土石流の引き金となった可能性がある(Tada et al., 2003). ユカタン・プラットフ
392 ゾーム縁から Peñalver 層の堆積エリア間の距離は約 400 km であり、最初の津波は堆積エリ
393 アに斜面崩壊の約 1 時間後に到達したと考えられる(Matsui et al., 2002).

394

395 7.3. 上部ユニットの起源

396

397 Peñalver 層の上部ユニットでは、ミクライト石灰岩片のような半遠洋性の粒子や浮遊性・
398 底生有孔虫がカルカレナイトの主要な構成要素であり、下部ユニットと比較すると供給源
399 に明確な違いがあることを示す。模式地の上部ユニット中の浮遊性有孔虫群集は、カンパニ
400 アン期からマーストリヒチアン期までの様々な時代一年代は Vía Blanca 層の年代と重なる
401 一でかつ様々な種類が混在していることで特徴づけられる(Takayama et al., 2000). Vía
402 Blanca 層のタービダイトには類似したミクライト石灰岩片や浮遊性・底生有孔虫の骨格が
403 豊富に含まれ、上部ユニットの主要な供給源は実際の炭酸塩プラットフォーム堆積物より
404 も、キューバ炭酸塩プラットフォームの斜面上の Vía Blanca 層の未固結な堆積物であるこ
405 とを示唆する。この推定は、模式地のサブユニット A の炭酸塩プラットフォーム由来の炭
406 酸塩岩片が産しないことによる。下部ユニットの堆積を引き起こした土石流は、Vía Blanca
407 層の未固結な堆積物の再懸濁を起こした可能性がある。なぜならば、土石流は、通常、堆積
408 物を浸食し、取り込み、斜面を流下するためである(Postma et al., 1988). しかし、上部ユ
409 ニットにおける非炭酸塩粒子の 50%以下を占める蛇紋岩片の産出やアプチアン期のナノ化
410 石や浮遊性有孔虫の産出は、土石流による Vía Blanca 層からの堆積物の再懸濁で単純に説
411 明することは困難である。なぜなら調査地域の Vía Blanca 層にはそれらが産出しないため
412 である。

413 Vía Blanca 層には蛇紋岩片や蛇紋岩質砂岩層はないが、蛇紋岩と関連する岩石はハバナ
414 地域の Vía Blanca 層の下の部分に存在し、そして同じ起源の蛇紋岩片の中礫が少量ではあ
415 るが Victoria の Peñalver 層下部ユニットに見られる。しかし、これらの蛇紋岩の露出部と
416 蛇紋岩の中礫は上部ユニットの砂サイズの蛇紋岩片とは大きく異なる粒径である。一方、異

417 地性のオフィオライト岩体に随伴したマーストリヒチアン期の蛇紋岩片に富む砂岩と礫岩
418 はキューバ中央部から北東部に露出している。例えば、ハバナの東約 500 kmにある Moa の
419 南にあるマーストリヒチアン期の蛇紋岩片に富む砂岩(La Picota Formation, Mossakovsky
420 et al., 1988)は、淘汰が良く、垂角から円磨された、細粒から中粒の蛇紋岩粒子からなる。
421 もう一つの供給源はキューバ中央部の Loma Capiro であり、なぜならば、この場所には蛇
422 紋岩片を含むマーストリヒチアン期のカルカレナイトが存在するからである。これらの蛇
423 紋岩粒子の粒度分布と円磨度は Peñalver 層の上部ユニットの蛇紋岩片と類似している(Figs.
424 17 and 18)。このような類似性はキューバ中央部から北東部の蛇紋岩質砂岩が模式地と
425 Cidra の上部ユニットの蛇紋岩片の供給源である可能性を示す。

426 Santa Isabel の上部ユニットには蛇紋岩片は存在しない。しかし、中粒から粗粒なカルカ
427 レナイトは Santa Isabel の上部ユニットには存在しない。蛇紋石片は模式地と Cidra のサブ
428 ユニット A の下部から上部の中粒から粗粒なカルカレナイト中に豊富に含まれるが、模式
429 地のサブユニット A 最上部の極細粒から細粒のカルカレナイト中では稀である(Fig. 9)。そ
430 の結果、Santa Isabel に蛇紋岩片が産しないのは、Santa Isabel のサブユニット A の基底部
431 に中粒から粗粒なカルカレナイトが産しないことによって説明できる。サブユニット A 基
432 底部における浸食面の存在は、蛇紋石片を含む中粒から粗粒なカルカレナイトが堆積した
433 のではなく、次のセクションで議論するように斜面を下ってきたと考えられる。あるいは、
434 蛇紋岩片がこの場所に到達しなかった可能性がある。なぜならば、この場所は堆積盆の西側
435 に位置したためか他の 2 地点にくらべ浅いところに位置していたためである。

436

437 7.4. 上部ユニットの堆積メカニズム

438

439 下部ユニットと比較して、上部ユニットの特徴は、厚く、脱水構造が豊富で、単純な上方
440 細粒化傾向を示し、さらに模式地では生物擾乱のない均質な見た目であり、これらは高濃度
441 の堆積物懸濁雲からの急速な堆積を示す(Takayama et al., 2000)。上部ユニット中のカルカ
442 レナイトとカルシルダイトの粒子組成や鉱物組成、ミクライト石灰岩片と碎屑性石英粒子
443 の最大粒径は 3 地点で類似しており、上部ユニットは少なくとも幅が東西 150 km、南北 20
444 kmに渡って均質な高濃度の堆積物懸濁雲から形成されたことを示唆する。この特徴はサン
445 トリーニで形成されたホモジナイトと類似し、高濃度の堆積物懸濁雲が津波により発生し
446 たことを暗示する(Takayama et al., 2000)。上部ユニットのサブユニット A は、下位層の Vía
447 Blanca 層に含まれない蛇紋岩片を含むが、キューバ中央部から北東部にかけて報告された
448 ものと類似の蛇紋岩片を含む。さらに、模式地の上部ユニット基底部には浸食面が存在しな

449 い。これらの観察は蛇紋岩片が堆積物重力流ではなく、水塊の動きにより形成された懸濁物
450 として運搬された可能性を示唆する。これは次のことを示している。通常の海流は厚い堆積
451 物粒子雲を運べないため、堆積物粒子は津波によって運搬されたと思われる(e.g. Kastens
452 and Cita, 1981).

453 水深の増大で水流の力は弱まるため、衝突で生じた津波が深海底に影響を与えられない
454 という主旨で、深海の K/T 境界津波堆積物の産出は疑われていた(e.g., Bohor, 1996)。しか
455 し、小振幅水波理論(e.g., Horikawa, 1978)によれば、津波の影響は下方に向かって減少しな
456 い。これは波高や周期によっては、海底の堆積物粒子が津波の通過によって懸濁する可能性
457 があることを示唆している(Dypvik and Jansa, 2003).

458 上部ユニットの岩相の側方変化の調査で、Santa Isabel と Cidra では薄いことが明らかと
459 なった(Fig. 4 and Table 1)。これらの2地点では、浸食面が基底部にあり、平行葉理が上部
460 ユニットの中央部にある(Table 1)。チャンネルタイプの浸食面は Santa Isabel のサブユニッ
461 ト A では基底の 2 m 上に見られ、下部ユニットの Bed 2, 4, 5 の基底に見られるものと異
462 なる方向のチャンネルの軸を持つ。これはサブユニット A の浸食面が下部ユニットと異なる
463 プロセスで形成されたことを示唆する。Cidra と Santa Isabel 地域の堆積深度が模式地より
464 も浅かった可能性を考慮すると、これらの地域の浸食面と平行葉理の存在は、堆積深度がよ
465 り浅かったため津波の海底近く流速がより大きかったことを反映していると考えられる。
466 津波の海底近く流速は堆積深度が浅くなるほど大きくなるためである。

467

468 7.5. 上部の組成の変動

469

470 模式地のサブユニット A の不溶性残渣の粒子組成と鉱物組成の分析は、蛇紋岩片の含有
471 量の 6 回以上の変動を明らかにした(Figs. 8 and 9)。蛇紋岩片は、キューバ中央部～北東部
472 から由来すると思われ、Vía Blanca 層とキューバプラットフォームの未固結な堆積物から
473 再懸濁した堆積物粒子と混合しており、第 1 波の津波によって形成された堆積物懸濁雲か
474 らもたらされた。これはサブユニット A の基底から上方に向けて蛇紋岩片が現れ、顕著に
475 増加するという観察に基づく。粒度分析によると、蛇紋岩片の含有量は安山岩とミクライト
476 石灰岩の含有量と負の相関がある(Fig. 8)。さらに、ミクライト石灰岩片と安山岩片の含有
477 量の増加は、ミクライト石灰岩片の最大サイズの増大と一致しており、蛇紋岩片の含有量の
478 変動は、「より小さい粒径の蛇紋岩片」と「より大きい粒径のミクライト石灰岩片と安山岩
479 片」の 2 つの端成分の混合比の変化を反映しているのだろう。これは消滅した白亜紀キュー
480 バ弧の斜面から由来する「より粗粒なミクライト石灰岩片と安山岩片」を含む堆積物粒子に

481 よって説明でき、蛇紋岩片に特徴づけられる最初の高濃度堆積物懸濁雲への繰り返しの注
482 入が起きた。ミクライト石灰岩片と安山岩片の含有量が増加する区間の基底部には浸食構
483 造がないので、最初の高濃度堆積物懸濁雲への、蛇紋岩片に特徴づけられる堆積物粒子の側
484 方供給は、海底を流下する重力流によるのではなく、むしろ繰り返しの津波のバックウォッ
485 シュのような、北方向への水塊の動きによる懸濁雲への懸濁粒子の側方注入による (Fig. 19).

486 模式地のサブユニット B のカルシルタイトは塊状で、堆積構造を持たないことから、模
487 式地での津波の影響はサブユニット B の堆積前にはなくなり、懸濁した堆積物粒子は単調
488 に海中を沈降したと考えられる (Fig. 19)。それに対し、10 回繰り返される炭酸カルシウム
489 含有量の変化に特徴される組成変化は Santa Isabel のサブユニット B に見られる。灰色の
490 泥質カルシルタイト層は薄灰色カルシルタイト層に比べ、より粗粒サイズの不溶性残渣、碎
491 屑性石英や安山岩片の含有量が多く、浮遊性有孔虫やミクライト石灰岩片が少ないことで
492 特徴づけられる。これは炭酸カルシウム含有量の変動が、「粒子サイズの小さい浮遊性有孔
493 虫やミクライト石灰岩片のような炭酸塩粒子の含有量が高いもの」と「粒子サイズの大きい
494 碎屑性石英や安山岩片の含有量が高いもの」の 2 つの端成分の混合比の変化を反映してい
495 るのだろう。これはライトグレーのカルシルタイト層に比べ、灰色泥質カルシルタイト層が
496 消滅した白亜紀キューバ弧から運ばれた、大量の堆積物粒子を含むことを示唆する。模式地
497 や Cidra のサブユニット A の堆積メカニズムとの類似性から、Santa Isabel のサブユニット
498 B の組成変動は、繰り返される津波のバックウォッシュによって、白亜紀キューバ弧起源の
499 堆積物粒子—炭酸カルシウム含有量がより少なく粒径がより大きい—が高密度な堆積物懸
500 濁雲—炭酸カルシウム含有量がより高く粒径がより小さい—に繰り返し注入したことを反
501 映すると考えられる。

502 組成変動は模式地や Cidra のサブユニット A で見られ、それは Santa Isabel のサブユニ
503 ャット B でも観察される。Santa Isabel のサブユニット B の組成変動は、模式地や Cidra のサ
504 ブユニット A の変動を形成した津波と同じ津波でできた可能性があり、これは Santa Isabel
505 の Peñalver 層は模式地よりも浅い深度で堆積し、また Santa Isabel のサブユニット B のシ
506 ルトサイズの粒子は模式地のサブユニット B の粒子よりも早く沈降したと考えられるから
507 だ。我々の予察的計算は、模式地のサブユニット A と Santa Isabel のサブユニット B の変
508 動は同時期に形成された可能性があることを示す (Goto et al., 2002)。

509

510 7.6. 古カリブ海とメキシコ湾の K/T 境界堆積物との岩相・組成の類似性

511

512 Peñalver 層上部ユニットの K/T 境界深海津波堆積物の岩相と組成の間には類似性があり、

513 キューバの Cacarajícara 層(Tada et al., 2003)の厚さ 450 m のカルカレナイトとカルシルタ
514 イトの部分は, Kiyokawa et al. (2002)の中部グレインストーンと上部石灰泥岩部層に対応す
515 る. 注目すべきは, Peñalver 層の堆積地域と Cacarajícara 層は衝突時 400-500 km離れてい
516 たことである(Fig. 1). さらに, Alegret et al. (2005)も Loma Caprio の K/T 境界堆積物の厚
517 さ 4.5 m のカルカレナイトとカルシルタイト部分は Peñalver 層上部ユニットと岩相や組成
518 組成が類似しているとしている. Loma Caprio の堆積物は厚さ約 10 m でハバナ地域から約
519 250 km離れたキューバ火山弧に沿って形成された(Fig. 1). これらの岩相・組成の類似性は,
520 おそらくほぼ同じ組成の堆積物懸濁雲が形成され, 少なくともユカタンとキューバ炭酸塩
521 プラットフォーム沿いの古カリブ海盆全体に広がった可能性を示唆する.

522 加えて, バハマプラットフォームで形成された, 厚さ約 350 m の後期マーストリヒチア
523 ン期の Amaro 層は(Fig. 1, Iturralde-Vinent, 1992), K/T 境界堆積物の可能性が報告されて
524 いる(Pszczolkowski, 1986; Iturralde-Vinent, 1992; Tada et al., 2003). K/T 境界の衝突の起
525 源の物質は確認されていないが, Peñalver 層の岩相や組成の類似性から K/T 境界堆積物と
526 推測されている(Tada et al., 2003). もし Amaro 層が K/T 境界の衝突で形成されたのなら
527 ば, 堆積物懸濁雲が形成され, 古カリブ海盆全体に広がり, 厚く, 均質な, 砂質からシルト
528 質で単一の級化堆積物, すなわちホモジナイトユニット(Tada et al., 2003)が古カリブ海盆
529 の深部全体にわたって堆積した.

530 一方, DSDP サイト 536 と 540 の K/T 境界の深海津波堆積物のカルカレナイトとカルシ
531 ルタイトの部分は, Campeche とフロリダの急斜面に沿った海嶺に位置し(Fig. 1), 粒子組
532 成と鉱物組成(Alvarez et al., 1992)は Peñalver 層上部ユニットのものと異なる. Peñalver 層
533 上部ユニットと DSDP サイトのカルカレナイトとカルシルタイトの部分の間の組成の差異
534 は, 堆積物懸濁雲がより大きなスケールでは不均質であったことを示唆する.

535 大西洋では, わずか mm から cm の厚さの隕石衝突の飛散物質層しか発見されておらず
536 (e.g., Norris and Firth, 2002), K/T 境界の津波堆積物は存在しないと思われる. このことは
537 津波の影響は古カリブ海とメキシコ湾地域に限定されていたことを示唆する. K/T 境界の
538 衝突時, 衝突地点は北と西を陸地に囲まれており, 南と東には浅い炭酸塩プラットフォーム
539 があった(Tada et al., 2003). ゆえに, 津波のエネルギーはメキシコ湾と古カリブ海地域に
540 閉じ込められた可能性がある(Dypvik and Jansa, 2003).

541 Peñalver 層は 6-10 以上の組成と粒径の変動で特徴づけられ, 繰り返される津波を反映し
542 ていると考えられる. 同様の数の津波の繰り返しは, メキシコ湾沿岸地域の La Lajilla にお
543 ける 9 回以上繰り返す双方向の斜交層理に特徴づけられた K/T 境界堆積物からも推定され
544 る(Smit et al., 1996). さらに, Tada et al. (2002)はキューバ東部の Moncada 層の様々なレ

545 ベルに、リップル斜交層理が見られ、反転を伴う南北方向の古流向(Tada et al., 2002)を示
546 すことを報告した。Tada et al. (2002)は、Moncada層が上方細粒化ユニットが繰り返すこ
547 と、ユニット間で流向が反転すること、ユニットの厚さが上方に向かって系統的に減少する
548 こと、基底部に浸食面がないことから、繰り返しの津波によって形成されたと推定した。ま
549 た彼らは、10回以上繰り返す碎屑性の石英粒子の粒径変動を報告し、海流の影響と解釈し
550 ている(Tada et al., 2002)。衝突地点周辺の津波の数が一致していることから、Peñalver層
551 の堆積は、これらのK/T境界津波堆積物をもたらした津波と同じ津波によって引き起こさ
552 れた可能性がある。

553

554 8. 結論

555

556 堆積メカニズムを評価するためにPeñalver層の岩相、組成、粒径の側方変化を調べた。
557 Peñalver層の下部ユニットは斜面上に堆積したVía Blanca層とともに、消滅した白亜紀キ
558 ューバ弧に発達した炭酸塩プラットフォームに由来する土石流堆積物である。上部ユニッ
559 トは衝突による津波によって形成された高濃度の堆積物懸濁雲から堆積した。遠洋性から
560 半遠洋性起源の供給物質の地域的な均質性や、蛇紋岩片のような異地性物質の存在は、上部
561 ユニットが津波によって形成されたという解釈を支持している。岩相の側方変化の調査か
562 ら、Peñalver層の厚さと堆積構造が、堆積深度の変化で系統的に変化し、堆積深度の変化は
563 津波の影響を反映することが判明した。消滅した白亜紀キューバ弧の斜面上の堆積物は、繰
564 り返し津波に浸食され、バックウォッシュによって最初の高濃度の堆積物懸濁雲に運ばれ、
565 模式地とCidraのサブユニットA、Santa IsabelのサブユニットBの組成の変動を引き起こ
566 した。

567

568 北村晃寿・山下裕輝