

・	学生会員	理修	東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻
・	理博	東京大学助手	大学院理学系研究科地球惑星科学専攻
・	理博	東京大学教授	大学院理学系研究科地球惑星科学専攻
・	理博	東京大学教授	大学院新領域創成科学研究科
・	理博	NHK 名古屋	
・	理博	Museo Nacional de Historia Natural	
・	理博	九州大学講師	大学院理学系研究科地球惑星科学部門
・	理博	東京大学助教授	大学院理学系研究科地球惑星科学専攻

考えられている (図-1: Rosencrantz, 1990)。白亜紀キューバ島弧はその後北上し、約 3800 万年前の始新世末までにはバハマ地塊に衝突付加して現在の位置に至ったと考えられている (Rosencrantz, 1990)。ペニャルベル層は、白亜紀末の堆積物であるピアブランカ層を不整合に覆っており、暁新世 (約 6500~5500 万年前) のアポロ層に不整合に覆われている。ピアブランカ層とアポロ層は、主に半深海性の泥質岩からなり、珪酸塩砕屑物からなるタービダイト (乱泥流堆積物) をしばしば挟む。ピアブランカ層の推定堆積深度は、浮遊性有孔虫と底生有孔虫の割合から 600~2000 m 程度と考えられている (Brönnimann・Rigassi, 1963)。

調査は、キューバの首都ハバナ近郊に露出するペニャルベル層の模式地、ハバナから東方に約 90 km 離れたマタンサス地域、ハバナから西方に約 60 km 離れたサンタイサベル地域で行った (図-2)。

3. 調査および分析結果

ペニャルベル層の模式地の層厚は 180 m 以上あり、石灰質礫岩層~シルト岩層へと上方細粒化する (図-3)。下部をなす石灰質礫岩層は、淘汰が悪いこと、下位の地層を削りこんでいること、浅海性の大型化石片が中心であることから、天体衝突に伴って発生した地震によって浅海域の斜面堆積物が崩壊して動流となって斜面を流下し、深海底に堆積したものと考えられる (Takayama ら, 2000)。一方、上部をなす石灰質砂岩~シルト岩層は、層

厚が厚く均質で、流れの影響を示す堆積構造が全く見られない。また、石灰質礫岩層とは組成が大きく異なり、浅海性の大型化石片をほとんど含まず、深海性の浮遊性・底生有孔虫の化石片および蛇紋岩片などを特徴的に含む。層厚が厚く均質である特徴は、約 3500 年前のサントリニ火山の海底噴火に伴う津波によって深海底に形成されたホモジェナイトと呼ばれる深海性津波堆積物の特徴 (Kastens・Cita, 1981) と良く似ていることから、ペニャルベル層上部の石灰質砂岩~シルト岩層は、衝突に伴って発生した津波により、深海底の浮遊性・底生有孔虫化石および蛇紋岩片に代表される粒子が巻き上げられ、高濃度に懸濁した状態から単純沈降して再堆積したものであると解釈される (Takayama ら, 2000)。

その後の調査および分析により、単純沈降して堆積したと考えられていた石灰質砂岩層中に、蛇紋岩片の含有量の増減に特徴づけられる 6 回の変動が存在することが示された (図-4: Goto ら, 2002)。蛇紋岩片の含有量が減少する層準では、細粒結晶の集合からなる石灰岩片の含有量が増加すると共に、粒度が粗くなる (図-4)。さらに、細粒結晶の集合からなる石灰岩片の増加に伴い、キューバ島弧起源である安山岩質火山岩片の含有量が増加するという特徴が見られる (図-4)。

このような特徴から、6 回の組成の変動は、蛇紋岩片に代表される端成分と、細粒結晶の集合からなる石灰岩片およびキューバ島弧起源の安山岩質火山岩片に代表される端成分の混合比の変化を反映しているものと考えられる (Goto ら, 2002)。地球外天体の衝突により発生する津波は、第一波の規模が最も大きく、その後は減衰していくと考えられることから (Matsui ら, 2002)、津波の第一波により深海底の堆積物が巻き上げられることで、浮遊性・底生有孔虫の化石片や蛇紋岩片に代表される堆積粒子からなる懸濁粒子雲が形成され、その後の津波の繰り返しによってキューバ島弧沿岸の物質が剝離されて斜面を流下し、懸濁粒子雲中に繰り返し流入したために、上記のような石灰質砂岩層の組成と粒度の同期的変動が生じたのだと考えられる (Goto ら, 2002)。

一方、マタンサス、サンタイサベル地域のペニャルベル層の層厚は、それぞれ約 85 m, 55 m と模式地より薄い (図-3)。石灰質礫岩層は、層厚が薄い地域ほど、1) 粒度が粗くなる、2) 動流堆積物が複数回繰り返す、3) 浅海性の大型化石片がより多く含まれる、といった傾向が見られる。こうした傾向はいずれも、模式地と比べて、マタンサス、サンタイサベル地域の方が堆積時の水深が相対的に浅かったことを示唆する。

津波堆積物と考えられる石灰質砂岩層~シルト岩層にも堆積場の水深の違いによって考えられる堆積構造の変化が認められる。石灰質礫岩層の特徴から、水深が模式

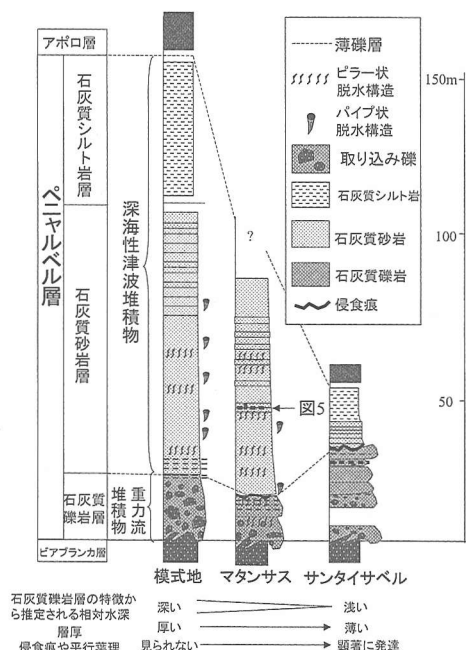
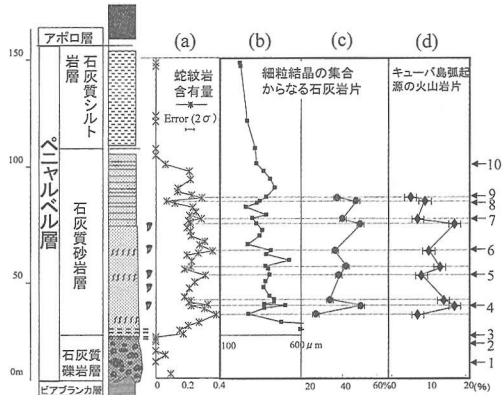


図-3 ペニャルベル層の模式柱状図。



図—4 ペニアルベル層の模式地の石灰質砂岩層に見られる組成と粒度の変動：(a) X線粉末回折分析に基づく蛇紋岩片の含有量（内部標準試料で規格化）、(b) 細粒結晶の集合からなる石灰岩片の最大粒径(μm)、(c) ポイントカウント法に基づく細粒結晶の集合からなる石灰岩片の含有量(%)、(d) ポイントカウント法に基づくキューバ島弧起源の安山岩質火山岩片の含有量(%)、右端の数字は、衝撃変成石英の粒度測定を行った試料を示す（表—1を参照）。



図—5 マタンサス地域にみられる平行葉理（直径約20 cm大の黒色岩片を多数含む）。

地より浅かったと考えられるマタンサス、サントイサベル地域では、1) 層厚が極端に薄くなる、2) 下位の石灰質礫岩層との境界部分に侵食痕が卓越する、3) 石灰質砂岩層の一部には平行葉理と呼ばれる堆積構造が卓越する、などの特徴が見られる。特にマタンサス地域の平行葉理は石灰質砂岩層の基底部から約27 m上位に位置し、厚さは1 m程度である。平行葉理層中では、20 cm大の黒色の岩片が多数含まれている（図—5）。このような

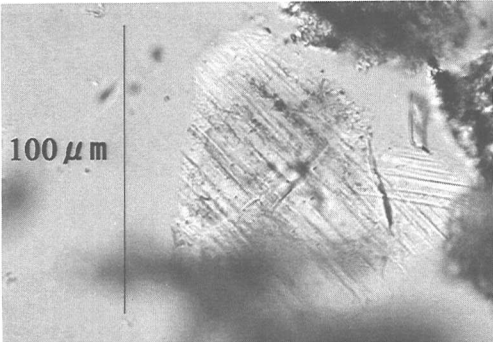
特徴は、マタンサス、サントイサベル両地域では、堆積時の水深が浅かったために、津波により発生した底層流が強かったことを示すと考えられる。

4. 議 論

模式地の石灰質砂岩層には、津波の繰り返しによると考えられる6回の組成と粒度の同期的変動が確認されたが(Goto ら, 2002)、ペニアルベル層の堆積時間を推定することで、津波の周期を読み取ることは出来ないだろうか？その重要な鍵になると考えられるのが、同層に含まれる衝撃変成石英の分布とその粒度である。衝撃変成石英とは、複数方向にラメラと呼ばれる数μm間隔で平行に配列する平面状変形構造を持つ石英粒子（図—6）のことで、衝突実験により石英が5-45 GPaの圧力を受けたときに形成されることが知られている（French, 1998）。複数方向にラメラを持つ衝撃変成石英は地球外天体の衝突時にのみ形成されるため（French, 1998）、衝撃変成石英の存在はペニアルベル層が天体衝突に伴って形成されたことの重要な証拠である。

今、衝突地点からの距離を1000 km、衝撃変成石英は衝突地点から45°の角度で弾道軌道で放出されたと仮定し、空気抵抗を無視すると（Alvarez ら, 1995）、衝撃変成石英粒子がペニアルベル層の堆積場の海面上に達するまでに約1時間かかる。さらに石英の密度を2.65 g/cm³、ペニアルベル層の堆積水深を600～2000 m、海水中では粒子は単純沈降すると仮定すると、ストークスの沈降則を用いることにより、ペニアルベル層の各層準の堆積時間を推定することができる。

表—1に、衝撃変成石英の平均粒径と、粒子が放出されてから、海底面に達するまでの時間を示す。これによると、模式地の石灰質砂岩層は、衝突後およそ4～11時間後に堆積を開始し、16～51時間後には堆積を完了していたことになる。この推定に基づけば、石灰質砂岩層に見



図—6 ペニアルベル層の模式地の石灰質砂岩層中に見られる衝撃変成石英。

表—1 ペニャルベル層の模式地における衝撃変成石英の平均粒径 (μm) と、水深を 2000 m (堆積時間 1)、600 m (堆積時間 2) と仮定した場合の粒子の堆積時間 (h)、分析試料番号は図—4 を参照。

分析試料番号	計測個数	平均粒径 (μm)	堆積時間 1 (h)	堆積時間 2 (h)
10	102	124.5	40.9	13.0
9	61	110.7	51.4	16.1
8	29	129.9	37.7	12.0
7	52	119.7	44.2	13.9
6	16	161.6	24.7	8.1
5	20	140.7	32.3	10.4
4	9	157.3	26.0	8.5
3	6	247.7	11.1	4.0
2	5	210.6	14.9	5.2
1	4	246.6	11.2	4.1

られる 6 回の津波の繰り返しは 2.0~6.7 時間周期ということになり、かなり長い周期の波であったことが示唆される。

では、津波の波高の推定を行うことは可能だろうか？ マタンサスおよびサントイサベル地域に見られるような平行葉理は、粒度が約 200 μm 程度の場合、約 0.7~1.0 m/s の底面流速を受けることで形成されることが水槽実験により示されている (Middleton・Southard, 1977)。平行葉理は、乱泥流堆積物の最上部にしばしば存在し、通常乱泥流が流下する際に発生した乱流の水平方向の速度成分の影響によって形成されと考えられている (Bouma, 1962)。しかし、マタンサス地域の平行葉理の上下の堆積物は均質で、高濃度の懸濁状態から単純沈降したと考えられることから、乱流の影響を受けて形成されたとは考えにくい。また、平行葉理層のみに約 20 cm の異地性の黒色岩片が含まれ、流れに伴い遠方から運搬されたとしか考えられないことから、ペニャルベル層の平行葉理は津波によって発生した底層流によって形成されたものと考えられる。

以上のように推定された海底面で発生したと考えられる津波の底層流から、微小振幅波理論を用いることにより、津波の波高を推定することができる。上述のように組成と粒度の同期的変動および衝撃変成石英の粒度の鉛直分布から推定される津波の周期は 2.0~6.7 時間であるから、長波の場合、

$$L = \sqrt{gh} \cdot T \quad \dots\dots\dots (1)$$

のようにして波長を計算できる。ここで、 L は波長 (m)、 g は重力加速度 (m/s^2)、 h は水深 (m)、 T は周期 (s) である。(1) 式より、津波の波長は水深 600 m の場合は

552 km、水深 2000 m の場合は 3377 km となる。これはペニャルベル層の堆積水深よりも十分長く、底層流の水平方向の最大速度成分は、長波近似を行うことで、

$$u_{\max} = \frac{H}{2} \sqrt{\frac{g}{h}} \quad \dots\dots\dots (2)$$

と表すことができる。ここで、 $u_{\max}$ は水粒子の水平速度成分 (m/s)、 H は波高 (m) である。マタンサス地域の平行葉理形成時に、水深 600 m の場合は波高 11.0~15.6 m、水深 2000 m の場合は波高 20.0~28.6 m の津波が発生していたと考えられる。

では、このような巨大津波は、地球外天体の海洋衝突に伴って発生しうるのだろうか？ Matsui ら (2002) の数値計算によれば、衝突クレーターへの海水の流入および流出に伴う津波、および衝突による地震などの作用により発生した重力流の流下に伴って発生する津波が最も規模が大きいと考えられる。例えば、水深約 2000 m の地点では、前者が波高約 25 m、周期約 10 時間であるのに対し、後者は波高 5 m、周期 5 時間程度であると推定される (Matsui ら, 2002)。ペニャルベル層の堆積記録から推定された津波の規模は、水深 2000 m と仮定すると波高 20.0~28.6 m、周期 6.7 時間で、衝突クレーターへの海水の流入・流出に伴う津波の規模により近い。ただし、Matsui ら (2002) によれば、重力流の規模が十分大きければ、衝突クレーターへの海水の流入および流出に伴う津波と同程度の規模の津波を発生できることが指摘されている。津波の発生メカニズムの特定を行うために、今後は衝突クレーター内部に海水が流入した痕跡が見られるか、メキシコ湾周辺に巨大な重力流堆積物が存在するかどうかなどを調べる必要がある。

5. 主要な結論

ペニャルベル層の広域調査を行った結果、水深が相対的に浅いと考えられる地域ほど津波堆積物中に侵食痕、平行葉理などが顕著に発達するようになる。これは水深の違いによる堆積時の底面流速の差を反映していると考えられる。また、津波の繰り返しを反映していると考えられる 6 回の組成と粒度の同期的変動は、衝撃変成石英の粒度の鉛直変化から、2.0~6.7 時間周期の津波の影響を反映していると推定される。マタンサス、サントイサベル地域の石灰質砂岩層に見られる平行葉理から推定される底面流速は約 0.7~1.0 cm/s で、この場合津波の波高は水深 600 m の場合は 11.0~15.6 m、水深 2000 m の場合は 20.0~28.6 m となる。これは、数値計算から推定される衝突クレーターへの海水の流入および流出に伴う津波の規模により近く、このメカニズムによる津波発生の可能性を支持する。

参 考 文 献

- 今村文彦・箕浦幸治・高橋智幸・首藤伸夫 (1997): 最近の津波による土砂移動に関する現地調査, 津波工学研究報告, Vol. 14, pp. 6-17.
- Alvarez, W., P. Claeys, S. W. Kieffer (1995): Emplacement of Cretaceous-Tertiary Boundary Shocked Quartz from Chicxulub Crater, *Science*, Vol. 269, pp. 930-935.
- Bouma, A. H. (1962): *Sedimentology of some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Brönnimann, P., D. Rigassi (1963): Contribution to geology and paleontology of area of the city of La Habana, Cuba, and its surroundings. *Eclogae Geol. Helv.*, Vol. 56, pp. 193-480.
- French, B. M. (1998): Trace of Catastrophe, LPI contribution, No. 954, pp. 49-52.
- Goto, K., E. Tajika, R. Tada, M. A. Iturralde-Vinent, H. Takayama, Y. Nakano, S. Yamamoto, S. Kiyokawa, D. Garcia-Delgado, R. Rojas-Consuegra, T. Oji, T. Matsui (2002): Depositional mechanism of the Penalver Formation: The K/T boundary deep-sea tsunami deposit in north western Cuba. 16th International Sedimentological Congress abstracts volume, pp. 122-123.
- Kastens, K. A., M. B. Cita (1981): Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part I, Vol. 92, pp. 845-857.
- Matsui, T., F. Imamura, E. Tajika, Y. Nakano and Y. Fujisawa (2002): Generation and propagation of a tsunami from the Cretaceous/Tertiary impact event. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, Vol. 356, (in press).
- Middleton, G. V. and J. B. Southard (1977): *Mechanics of sediment movement*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 3.
- Rosencrantz, E. (1990): Structure and tectonics of the Yucatan basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies. *Tectonics*, Vol. 9, pp. 819-821.
- Takayama, H., R. Tada, T. Matsui, M. A. Iturralde-Vinent, T. Oji, E. Tajika, S. Kiyokawa, D. Garcia, H. Okada, T. Hasegawa, K. Toyoda (2000): Origin of the Penalver Formation in northwestern Cuba and its relation to K/T boundary impact event. *Sediment. Geol.*, Vol. 135, pp. 295-320.