



統合国際深海掘削計画 (IODP)  
— 2003 年から 10 年の成果 —

## Exp. 334/344 Costa Rica Seismogenesis Project (CRISP)

氏 家 恒太郎  
坂 口 有 人

Exp. 334/344 Costa Rica Seismogenesis  
Project (CRISP)

Kohtaro Ujiie • Arito Sakaguchi

うじいえ こうたろう : 筑波大学  
さかぐち ありと : 山口大学

Costa Rica Seismogenesis Project (CRISP) は、浸食型沈み込み帯における地震発生過程の解明を目指すプロジェクトである。Exp. 334/344 ではコスタリカ前弧とココスプレートにおいて浅部掘削を行い、「ちきゅう」による震源域掘削に向けて貴重な成果を得ることが出来た。

### 1. CRISP 始動

沈み込み帯は、付加型と浸食型に大きく 2 分することができる。前者では付加体の形成に伴って海溝は海側へ前進し、上盤プレートは隆起する。上盤プレートの付加体内部では圧縮性の変形が卓越し、褶曲やスラストが形成される。一方、後者では上盤プレート前縁部と下底部が削り込まれることに伴って海溝は陸側へ後退し、上盤プレートは沈降する。上盤プレート内部では引張性の変形が卓越し、正断層が形成される。コスタリカ地震発生帯掘削計画 (Costa Rica Seismogenesis Project : CRISP) は、浸食型沈み込み帯で起こる地震発生過程の解明を目指すプロジェクトである。

浸食型沈み込み帯では、削り込まれた上盤プレート物質はプレート境界に沿って深部へと持ち去られてしまうと考えられている。したがって、浸食型沈み込みプレート境界域で起こる地震発生過程を検討するには深海掘削が唯一の手段となる。コスタリカ・オサ半島沖では、海洋プレート上で約 3 km の地形的高まりを構成するココス海嶺の沈み込みに伴って海溝が最大で 60 km 陸側に後退しており、上盤のカリブプレートが活発に浸食されていると考えられている (図 1)。この地形的高まりの沈み込みにより地震活動分布から求めた海溝型地震の震源域は浅くなっており、オサ半島沖中米海溝は浸食型沈み込み帯で唯一、日本の地球深部探査船「ちきゅう」による超深度ライザー掘削で震源域プレート境界に到達することが可能な地域となっている。

IODP Exp. 334/344 では、将来期待される「ちきゅう」による超深度ライザー掘削に向け以下の 5 つの科学目標を打ち立て、米国・ジョイデスレブリージョン号によるノンライザー掘削によるコ

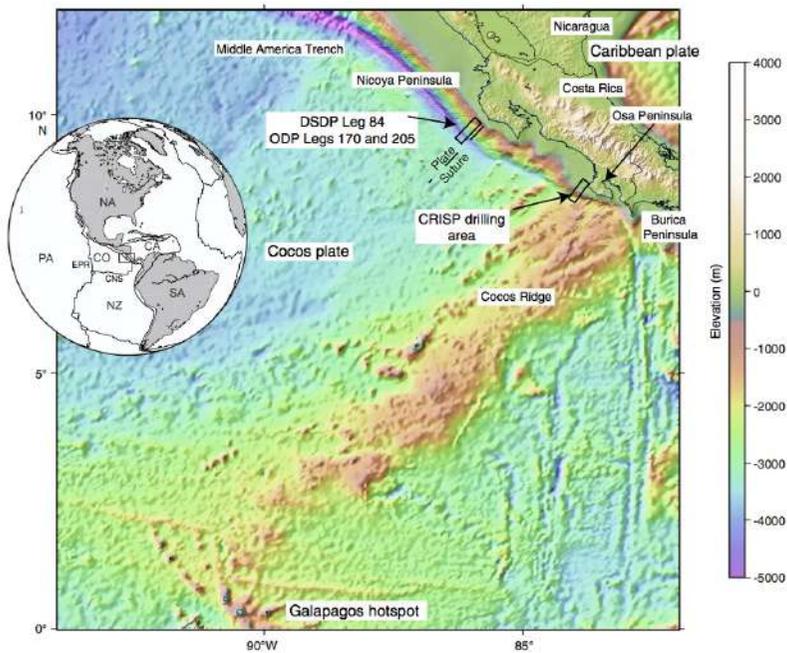


図1 コスタリカ沖沈み込み帯の地形・等深線図. CRISP掘削地域ではガラパゴスホットスポットに起源を持つ地形の高まりであるココス海嶺が北東方向に沈み込んでおり、ニカラグア沖と比較して中米海溝が陸側に大きく後退している。

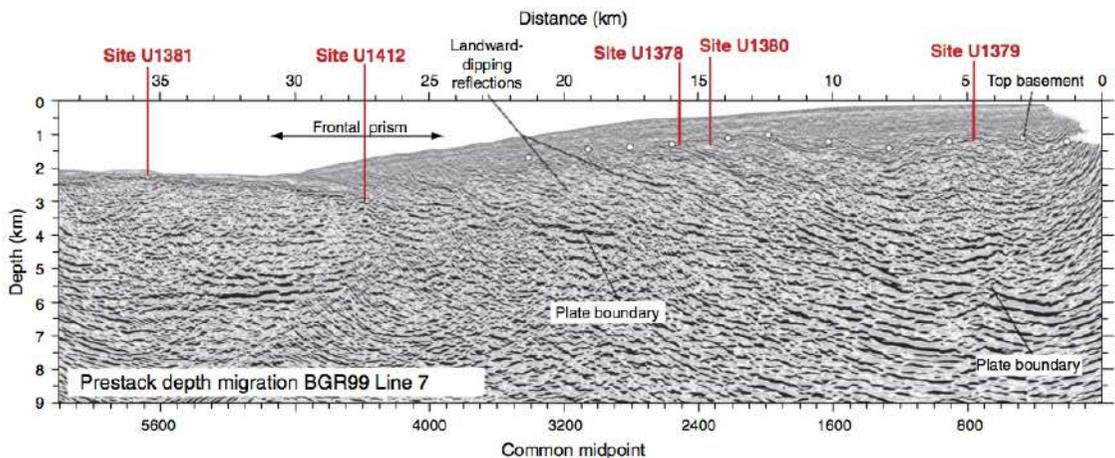


図2 反射法地震探査断面とExp. 334/344 掘削地点.

ア採取、掘削同時検層、ワイヤーライン検層を実施した。

(1) 上盤プレートの基盤を構成する地質体とその物性を明らかにする。

(2) 上盤プレートの沈降量を明らかにすることで、下底浸食によりプレート境界域に持ち込まれる上盤プレート物質の体積を見積もる。

(3) 上盤プレートにおける岩石-流体相互作用

を明らかにする。

(4) 上盤プレートの応力場を明らかにする。

(5) 浅部プレート境界の実態を明らかにする。

ここでは Exp. 334/344 で明らかとなった新知見を中心に紹介する。詳細な航海報告については、Vannucchi *et al.* (2012), Harris *et al.* (2013) を参照して頂きたい。

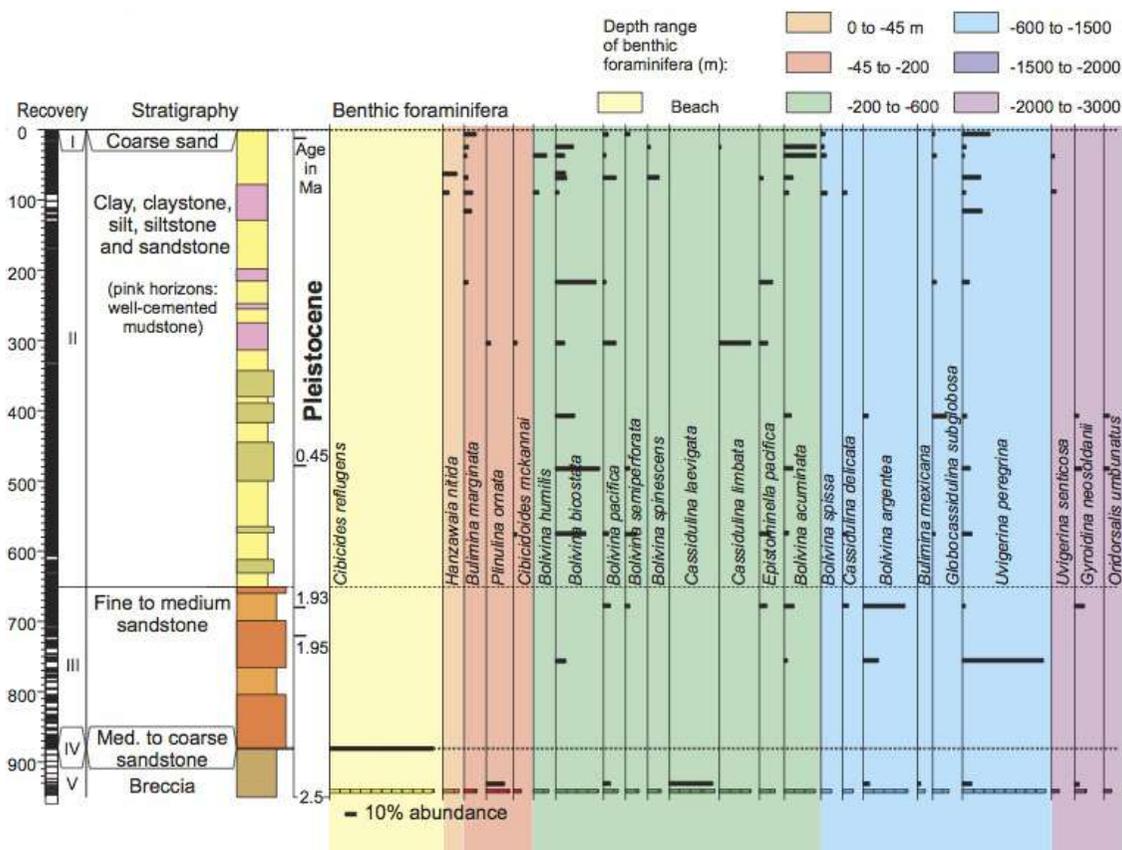


図3 Site U1379 における岩相層序, 年代, 底生有孔虫化石群集.

## 2. 上盤プレートに記録された急激な隆起・沈降履歴

Exp. 334/344 では上盤プレート中部斜面と上部斜面の計4地点でコア試料を採取した。このうち上部斜面の Site U1379 は、海溝型地震震源域直上にあたる。反射法地震探査断面は、斜面堆積物が基盤岩を不整合に被覆していることを示している(図2)。当初、基盤岩はオサ半島に露出するメランジュの海側延長に相当するものであると考えられていた。しかし、実際にコアを採取したところ、少なくとも基盤岩の最上部は陸源性の砂岩や泥岩からなる前弧海盆堆積体であることが判明した。基盤岩を被覆する斜面堆積物も陸源性で、斜面堆積物の上部は主としてシルト~粘土質堆積

物、下部は主として砂質堆積物で構成されている。上部斜面に位置する Site U1379 において、基盤岩及び斜面堆積物の堆積相と含まれる石灰質ナンノ化石、底生有孔虫化石群集を検討したところ、次のような上盤プレートの急激な隆起・沈降履歴が明らかとなった(図3, 4)(Vannucchi *et al.*, 2013)。

すなわち、前期更新世(2.3 - 2.2 Ma)に2.5 Maより古い時代に水深約800 - 1200 mの中部漸深海帯で堆積した前弧海盆堆積体が少なくとも約800 m急激に隆起し、削剥され、海浜堆積物に不整合に被われた後、今度は1.9 Maにかけて急激に約1200 m沈降する。その後、中期更新世から現在(1.9 Ma-present)にかけて約1000 m再び隆起する。中部斜面の Site U1378 における掘削でも水深

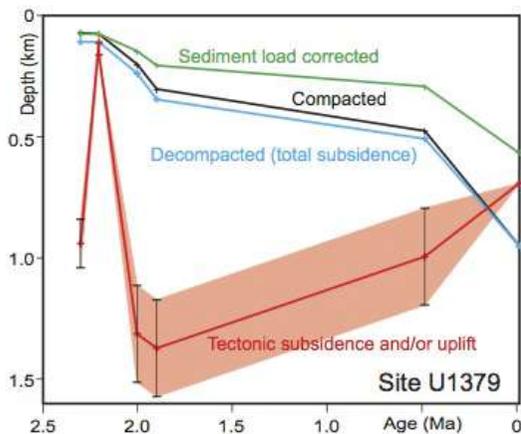


図4 Site U1379での掘削結果をもとに導き出した上盤プレートの隆起・沈降履歴。

2000 m 以深で堆積した中期更新世 (1.5 – 0.5 Ma) の斜面堆積物が、その後50万年かけて急激に隆起していることが明らかとなった。上盤プレートの沈降量と海溝の後退距離から見積もった下底浸食による上盤プレート物質の削剥量は、 $1.2 \times 10^6 \text{ km}^2$  にも及ぶ。

前期更新世における前弧海盆堆積体と斜面堆積物の間での不整合面形成をもたらす急激な隆起時期は、プレート復元から求めたココス海嶺の沈み込み開始時期とほぼ一致しており、地形的高まりの沈み込み開始に伴う上盤プレート全体の隆起を反映していると考えられる。一方で、この地形的高まりの沈み込みは上盤プレート下底部を浸食すると考えられ、これがその後の1.9 Maにかけての急激な沈降をもたらしたと考えられる。沈降後、上盤プレートが再び隆起に転じているのは、ココス海嶺の浮揚性が下底浸食に伴う沈降に勝っていることを反映しているのかもしれない。

### 3. 浸食型沈み込み帯における急速な堆積物累積速度

コア採取で分かったもう一つの重要な成果として、斜面堆積物における急速な堆積物累積速度があげられる(図5)。例えば Site U1379 の斜面堆積

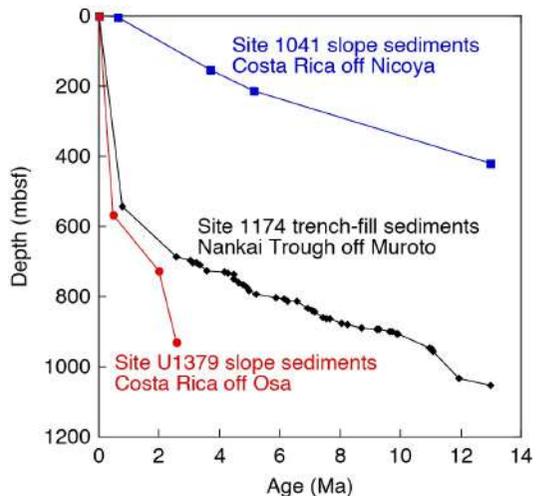


図5 Site U1379 における堆積物累積速度。比較のために、コスタリカ・ニコヤ半島沖上盤プレート被覆層 (Site 1041) と室戸沖南海トラフ (Site 1174) の堆積物累積速度を示す。

物は960 mの厚さを持つが、これらの堆積した時代はすべて更新世である。斜面堆積物の最上部500 mの堆積物累積速度は1035 m/百万年にも達し、これは四国沖南海トラフを充填するタービダイトより早い。同様に他の掘削地点 (Sites U1378, U1380, U1413) でも堆積物累積速度は軒並み数百 m/百万年以上であった。一方、ココス海嶺の沈み込みの影響を受けていないコスタリカ・ニコヤ半島沖では、上盤プレート上の斜面堆積物における堆積物累積速度は一桁低く、38 – 99 m/百万年である (Kimura *et al.*, 1997)。コスタリカ・オサ半島の陸側では前弧堆積物が褶曲-スラスト帯を形成しており、更にその陸側には4000 m級の脊梁山脈が発達している。これらは、ココス海嶺の沈み込みに伴う陸側での圧縮変形・隆起を反映していると考えられる。これにより削剥された物質が海側へ大量に供給されることが、斜面堆積物における急速な堆積物累積速度の主な要因となっていると考えられる。

このような陸源性堆積物の供給量の多い沈み込み帯では、付加体が形成されることが期待される。しかし、海溝から1 km, 5 km 海側の Sites

U1414, U1381 で沈み込み帯にもたらされるインブット物質を掘削したところ、中期中新世の石灰質（一部珪質）軟泥の上位にハイエイタスを介して更新世の陸源性堆積物がそれぞれ厚さ 140 m, 50 m で累重しているにすぎないことが明らかとなった。つまり、陸源性堆積物の多くは海溝にまで届いていない。これは、下底浸食に伴って沈降した堆積盆に陸源性堆積物がトラップされてしまったためであると考えられる。付加型沈み込み帯とは対象的に、浸食型沈み込み帯では一般に海溝充填堆積物をほとんど伴わないが、だからといって陸源性堆積物の供給量が少ないとは必ずしも限らないのである。

#### 4. 浅部プレート境界はどの層準に発達しているのか？

Site U1412 は沈み込み帯先端部に位置しており、ここでは前縁プリズムを掘り抜いて浅部プレート境界を貫通し、その下位の沈み込む堆積物と海洋地殻上部まで掘削することを目標としていた。しかしながら前縁プリズムの掘削は困難を極め、掘削孔をずらして 4 回試したにもかかわらず結局浅部プレート境界まで到達することはできなかった。この掘削地点では、更新世の陸源性堆積物の上位に中期中新世の石灰質軟泥が重なり、更にその上位にハイエイタスを介して更新世の陸源性堆積物が累重する（図 6）。つまり、地層の逆転が認められる。石灰質軟泥のコア回収率は極めて低く、コアの質も悪いので詳細は不明であるが、地層の逆転がプレート境界断層から前縁プリズム中に派生した逆断層によるものであったとすると、プレート境界断層は中期中新世の石灰質軟泥中に発達していることが示唆される。

#### 5. 浸食型沈み込み帯における地震発生過程の解明に向けて

浸食型沈み込み帯における下底浸食の新しい概念モデルとして、上盤プレート水圧破碎説があげられる(von Huene *et al.*, 2004)。これは、沈み込む堆積物中に含まれる粘土鉱物から脱水した水が水

圧破碎を引き起こし、上盤プレート物質をプレート境界域に取り込んで持ち去ることで、上盤プレートの下底浸食と沈降が起こるとするモデルである。このようなところでは海溝型地震は発生せず、震源域は下底浸食域より陸側の、粘土鉱物の脱水が完了し固着が進んだところであると予想されていた(Vannucchi *et al.*, 2010)。しかし、Exp. 334/344 の掘削同時検層、ワイヤーライン検層で得られたボアホールブレイクアウトの解析結果は、上盤プレート中部斜面は圧縮応力場、震源域直上の上部斜面は引張応力場であることを示唆している(図 7)。また、掘削孔における温度測定及び掘削コアの熱伝導率測定をもとに見積もった震源域でのプレート境界の温度は、当初の予想(150°C)よりかなり低く 90°C であった。更に斜面堆積物中の断層帯や砂質層に沿って低塩素濃度の流体や熱分解起源炭化水素ガスが検出された。地温勾配より求めた現位置の温度は 24 – 32°C で、粘土鉱物の脱水により塩素濃度を希釈させたり、熱分解炭化水素を生成したりすることは不可能であり、深部から流体が流入していることが示唆される。

これらの浅部掘削成果は、震源域でも下底浸食は活動的であり、また断層帯や透水性の良い地層に沿って深部からの流体が震源域直上の斜面堆積物へ向けて流れていることを示唆する。上盤プレートの下底浸食及び地震発生には、地形的高まりの沈み込み効果に加え、流体が重要な役割を果たしているように思われる。今後、「ちきゅう」によって震源域を超深度ライザー掘削するにあたっては、次のような検討課題があげられよう。

- 震源域直上の斜面堆積物は引張応力場にあり、下底浸食による沈降を示唆するが、実はこれは被覆層に限ったことであり、基盤岩の応力場はプレート間の固着を反映して圧縮応力場となっているのか？それとも深度増加に伴う応力場の変化はなく引張応力場のままであるのか？
- 斜面堆積物直下の基盤岩は前弧海盆堆積体であったが、より深部ではどうなっているのか？圧密・岩石化がより進行した前弧海盆堆積体であるのか？それともオサメランジュの海側延長が存在



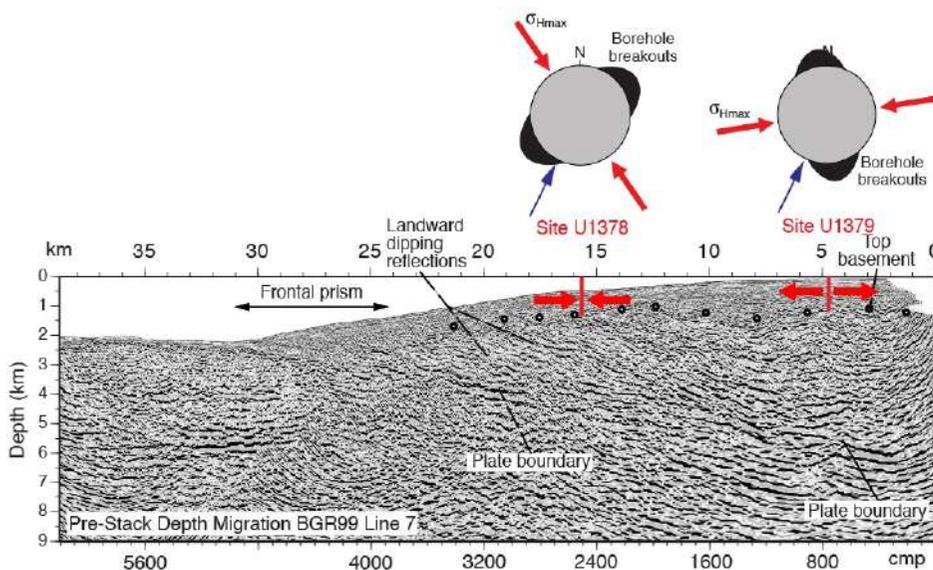


図7 ボアホールブレイクアウトの解析結果から求めた被覆層における最大水平応力の方向 (赤矢印). 青矢印はココスプレートの収斂方向を示す. 震源域直上のSite U1379 は引張性応力場である.

するのか？

- 下底浸食域における断層帯構造はどのようになっているのか？下底浸食はもっぱら間震期に起こり、分散化した変形が卓越する一方、地震性すべりは局所化して生じているのか？

- 浸食型沈み込み帯での地震に果たす流体の役割はどうなっているのか？流体からの沈殿物が上盤プレートをセメントすることにより剛性を高めているのか？流体圧を増加させることで有効圧を下げ、プレート境界をすべりやすくさせているのか？実際に上盤プレートを水圧破碎させることは可能か？

- 下底浸食域・震源域に存在する流体の起源は何か？先述のように、インプット物質中に陸源性堆積物はそれほど多く含まれていない。また、沈み込み帯先端部 Site U1412 の掘削で推察されたように、浅部プレート境界が石灰質軟泥中に存在しているとすれば、粘土鉱物は下底浸食域へほとんど持ち込まれないことが示唆される。そうだとすれば代わりの水源は何か？沈み込む海洋地殻上部を流れる流体なのか？前弧海盆堆積体中に含まれ

る粘土鉱物からの脱水によるものなのか？

浅部掘削により続々とあがってきた検討課題は、下底浸食域・震源域を直接掘り抜くことで検証可能である。コスタリカのみならず浸食型沈み込み帯全体における地震発生過程の理解のためにも、「ちきゅう」による超深度ライザー掘削実現が強く望まれるところである。

### 参考文献

[ 1 ] Harris, R. N., Sakaguchi, A., Petronotis, K., Malinverno, A., and the Expedition 344 Scientists, 2013. IODP Prel. Rept., 344. doi:10.2204/iodp.pr.344.20132.

[ 2 ] Kimura, G., Silver, E. A., Blum, P., *et al.*, 1997. Proc. ODP, Init. Repts., 170. doi:10.2973/odp.proc.ir.170.1997

[ 3 ] Vannucchi, P., Ujiie, K., and Gamage, K., 2010. IODP Sci. Prosp., 334. doi:10.2204/iodp.sp.334.2010

[ 4 ] Vannucchi, P., Ujiie, K., Stronck, N., Malinverno, A., and the Expedition 334 Scientists, 2012. IODP Proc., 334. doi:10.2204/iodp.proc.334.2012

[ 5 ] Vannucchi, P., Sak, P. B., Morgan, J. P., Ohkushi, K., Ujiie, K., and the IODP Expedition 334 Shipboard Scientists, 2013. *Geology*, 41, 995-998. doi:10.1130/G34355.1

[ 6 ] von Huene, R., Ranero, C. R., and Vannucchi, P., 2004. *Geology*, 32, 913-916. doi:10.1130/G20563.1

