



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

# IODP Expedition 320/321

— 赤道太平洋 Age Transect 航海  
(Pacific Equatorial Age Transect :  
PEAT) の成果 —

西 弘 嗣

IODP Expedition 320/321 –Result of Pacific  
Equatorial Age Transect (PEAT)–

Hiroshi Nishi

にしひろし：東北大学・学術資源研究公開センター・  
東北大学総合学術博物館

IODP Expedition 320/321 は、赤道太平洋の古海洋を解明するために行われた。この航海では更新世から始新世の珪質および石灰質堆積物が採取され、過去 40 Ma にわたる CCD の変遷が明らかにされた。

## 1. はじめに

IODP 320/321 次航海は、JR 号が改装されてから最初の航海で新しい IODP の船出として記憶されている。そのため、停電、エレベータの故障、検層ツールの故障からトイレの不調に至るまで、船の設備にも多くの初期不良が生じた。両航海は、2009年3月5日から5月4日 (Expedition 320, 第320次航海, ハワイからハワイ), 5月4日から6月22日 (Expedition 321, 第321次航海, ハワイからサンディエゴ)まで連続して行われた。それに伴い、各航海に2人のCo-Chiefと総計54人 (各航海27人)の研究者が参加した。このうち日本人の研究者は15人であった。

これまで赤道太平洋では ODP 第 138 および 199 次航海が行われ、古海洋の解明が試みられてきた。しかし、炭酸塩補償深度 (Carbonate Compensation Depth ; CCD) をこえる海域が多く、十分な炭酸塩堆積物が得られていなかった。そのため、酸素・炭素同位体比の分析などの地球化学的な研究が十分に行えなかった。そこで、本航海では始新世から中新世までの炭酸塩堆積物を連続的にし、赤道太平洋の古海洋の変遷を明らかにすることが目的とされた。その主要なテーマには、1) 赤道太平洋地域の CCD の変化の解明、2) 生物生産量の変化の解明、3) 化石層序、古地磁気層序、化学層序を統合した年代モデルの構築、4) 古水温の復元、5) 古地磁気層序に基づいたプレート移動と古緯度の解明、6) 堆積物と地震波断面の対比による高精度対比の確立、などがあげられる。

本航海は Pacific Equatorial Age Transect (PEAT) 航海と呼ばれ、320 次航海では西から東へと順番に U1331 から U1336 までの 6 本、321 次航海では U1337 から U1338 までの 2 本が、赤道太平洋の南北 10° の地域にわたり掘削された (図 1)。前者で

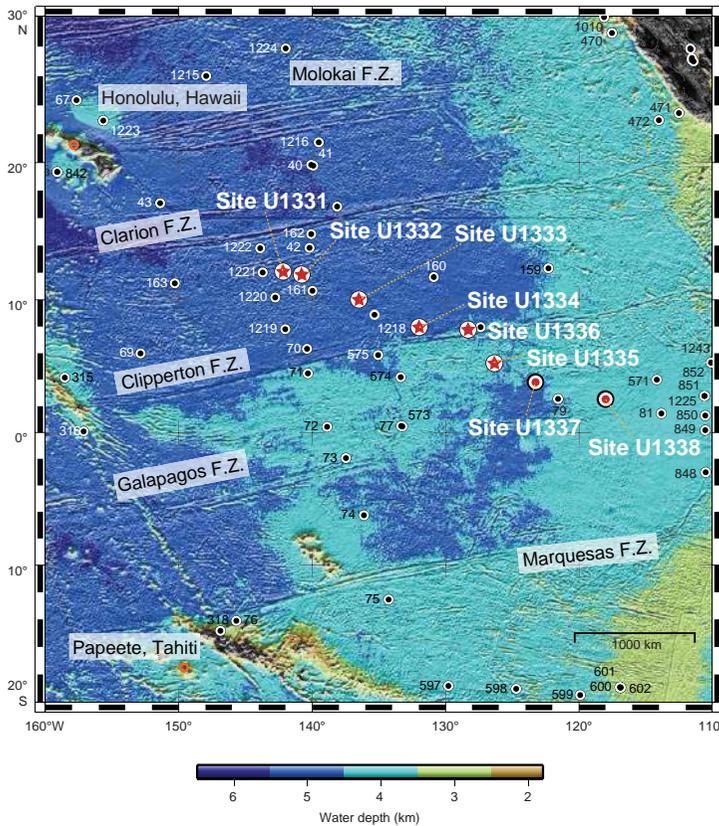


図1 320/321次航海の掘削地点. 赤い星印は320航海の掘削地点, 赤い丸印は321航海の掘削地点. 黒い丸印はDSDPやODPの航海の掘削地点. FZ=Fracture Zone (Lyle *et al.*, 2009).

は始新世から更新世まで、後者は中新世から更新世までの堆積物を連続的に採取できるように計画され、両者を統合して新生代の炭酸塩堆積物の連続層序を確立し、古海洋の変遷を読み取れるようにした。

## 2. 岩相および地質時代

以前の航海（ODP Leg 199, Site 1218 から 1222）では、CCDに近い深度でコアが採取されたため、炭酸塩が少ない珪質堆積物や赤粘土が多く回収されていた。今回の航海では、最も西方のU1331からU1334までのコアでは始新世は珪質堆積物、漸新世は炭酸塩堆積物となり、中新世以降では堆積物が欠如しているか赤粘土となる。U1335からU1338までの東側のコアでは、漸新世から更新世に至る石灰質の堆積物からなる。最も東側のU1337, U1338では炭酸塩堆積物を主体とするが、

後期中新世に珪質堆積物を多くの層準で挟在する（図2, 図3）。基盤の玄武岩の年代は、西側のU1331から東側のU1338に向かって順次若くなる傾向をもつ。最も古いのはU1331で初期始新世、最も西側のU1338では後期中新世である（図4, 図5）。

U1331からU1334までは、始新世から後期中新世までの連続的な古地磁気層序を確立することができた。一方、U1335では中期中新世と後期中新世、U1337では後期中新世から更新世までの連続性の良い古地磁気層序が得られた（図2, 図3）。ナノ化石、浮遊性有孔虫、放散虫などの化石層序による統合層序も設定され、古地磁気層序により各化石帯の示準面が再検討され、多くの知見が得られた。特に放散虫に関しては、始新世から更新世までの詳細な化石帯を設定することができ、今後は標準化石帯として使用されることは疑いない。

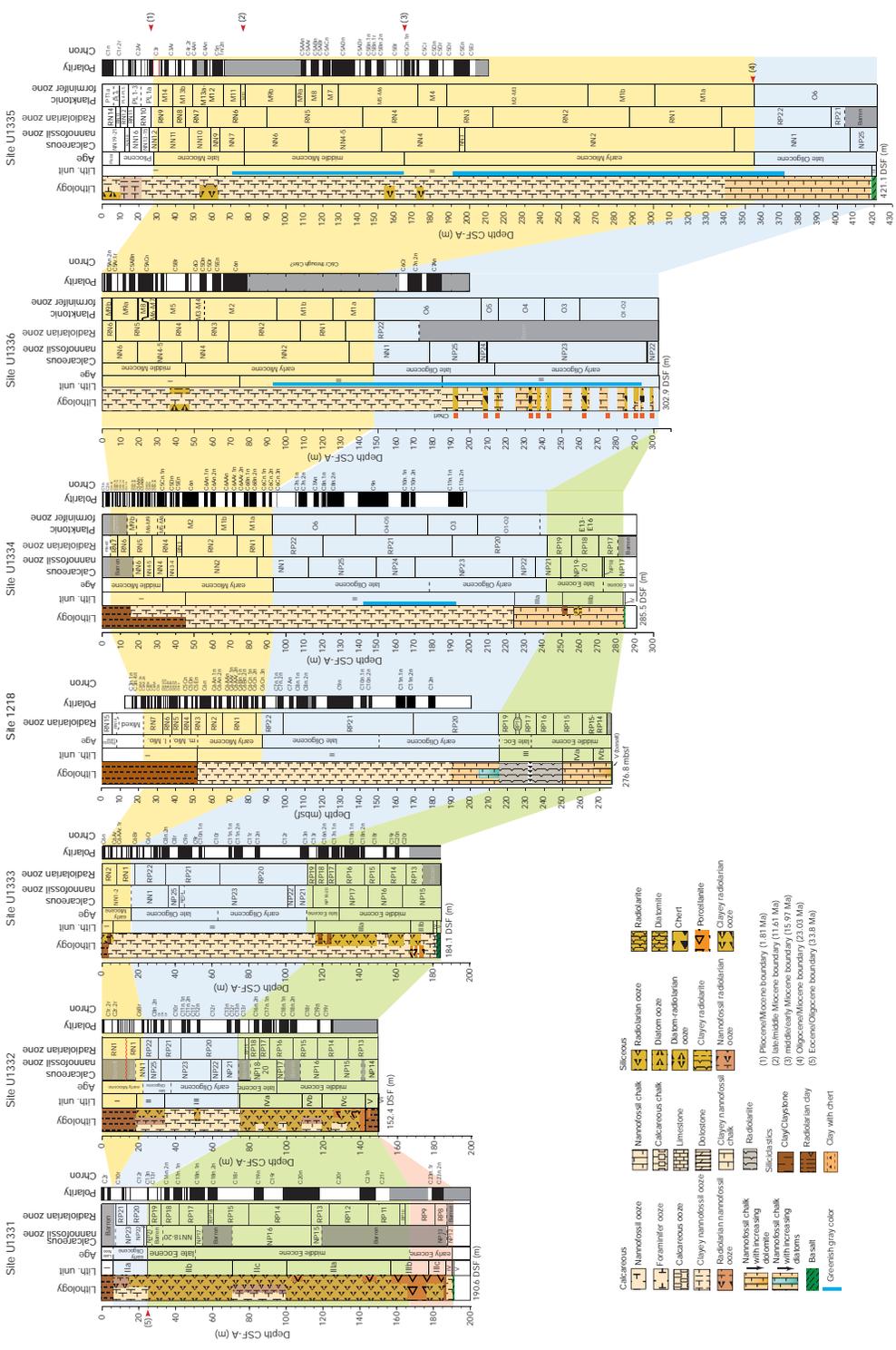


図2 320 次航海で掘削されたU1331 からU1336 地点までの岩相層序, 微化石層序, 古地磁気層序の総括。U1336 に関しては, 320 次航海で掘削を行ったが, 岩相の記述などは 321 次航海に引き継がれた。図中にはLeg 199 で掘削された1218 地点のコアの層序も含まれている (Palike *et al.*, 2009)。緑色は始新世, 青色は漸新世, 黄色は中新世を示す。CSF-A = core depth below seafloor, DSF = drilling depth below seafloor, mbsf = meters below seafloorを示す (Palike *et al.*, 2009)。



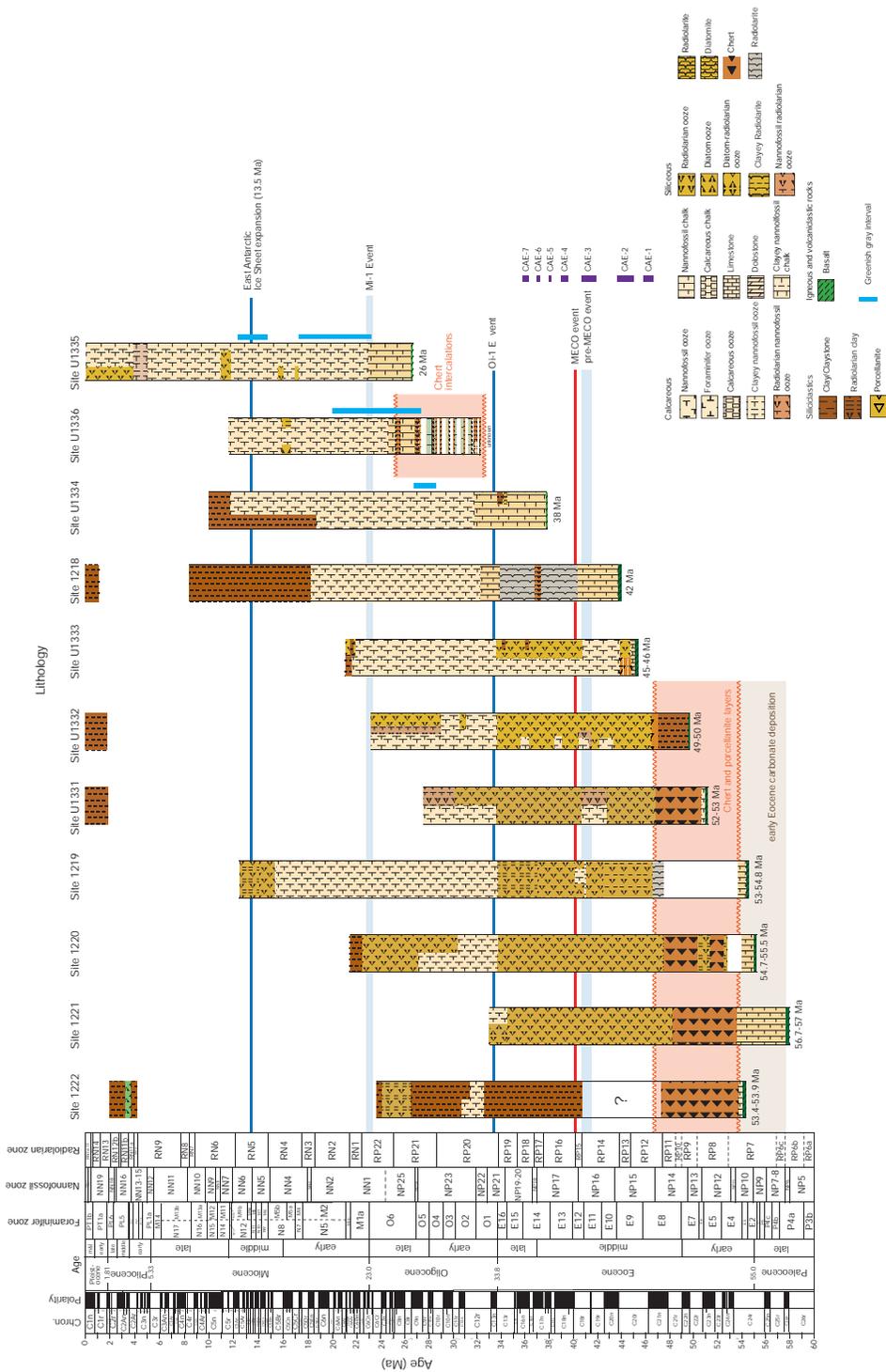


図 4 320 次航海で掘削されたU1331 からU1336 地点までのコアの地質年代. CAE=Carbonate accumulation events, MECO=Middle Eocene Climatic Optimum (Pälike *et al.*, 2009).

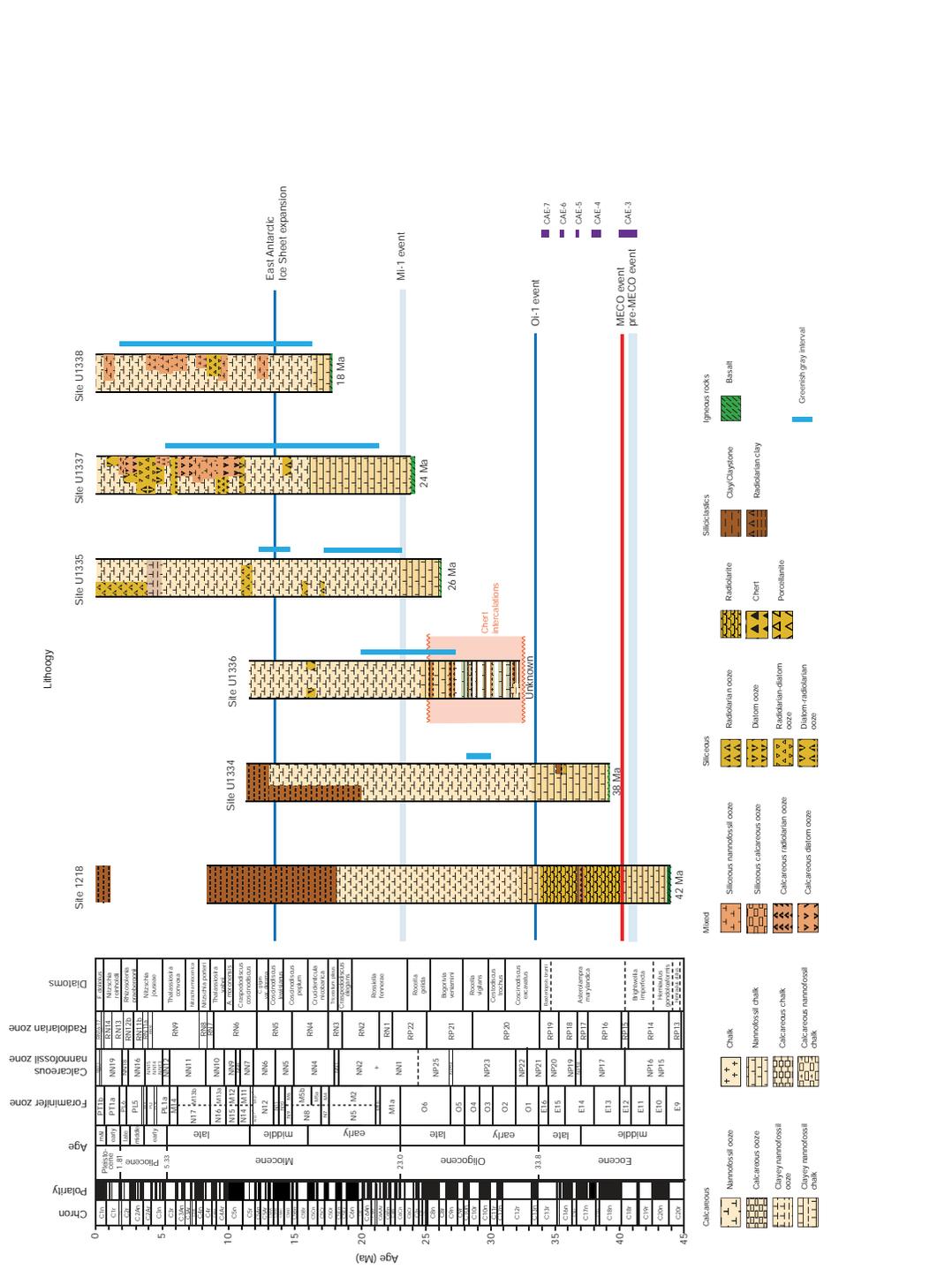


図 5 321 次航海で掘削されたU1336 からU1338 地点のコアの地質年代、この図にも比較のため、U1334、U1335、ODP1218 を含めてある (Lyle *et al.*, 2009)。

ナノ化石と浮遊性有孔虫に関しても、石灰質堆積物が少ない始新世や中期中新世の一部を除いては、ほとんどのコアで化石帯が設定された(図2, 図3)。PEAT 航海では漸新世から更新世までの各コアの化石層序と古地磁気層序を対比し、微化石の示準面の年代を明らかにすることが重要な目的とされていた。掘削の結果を用いて各示準面を古地磁気層序と直接に対比し、統合的な低緯度地域の標準年代モデルを検討することができ大きな成果となった。

### 3. 古海洋学的なイベントと地質境界イベント

中期始新世の古海洋学的な事件には、Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) がある。この事件は40~41 Maに生じ、古地磁気層序のChron C18.1nとChron 18rの間、放散虫化石帯のRP15からRP16最下部の間に位置している。Bohaty *et al.* (2009)では、このイベントはChron C18n.2n(約40 Ma)に生じたとされている(図3)。MECOでは二酸化炭素の濃度の上昇により温暖化が生じ、南太平洋(ODP Site 1172)の水温も3~6°上昇したと推定されている(Bijl *et al.*, 2010)。U1333ではMECOの層準で岩相変化が観察され、放散虫軟泥とナノ化石軟泥の互層から放散虫粘土(約4.2 mの厚さ)へと変化する。U1332とU1331でも同様の変化がみられる(Pälike *et al.*, 2009)。

赤道太平洋地域ではEocene-Oligocene transition (EO境界)も明瞭な岩相変化で特徴づけられる。320次航海では、U1331からU1334までの4地点でEO境界が確認されたが、境界の示準種である浮遊性有孔虫の*Hantkenina*属は産出しない(Pälike *et al.*, 2009)。GSSPによるとEO境界は古地磁気Chron C13rの上部、ナノ化石帯NP21の中部、放散虫化石帯RP20/19境界の直上にある。以前の航海のLeg 199の各コアでは、EO境界は明灰色の石灰質堆積物の直下にある暗褐色の放散虫軟泥層の中におかれている(Lyle *et al.*, 2002)。

赤道太平洋地域にみられるEO境界では、始新世の堆積物になるとコア中では磁気強度、色指数

(a\*, b\*)の増加、逆にGRA密度、L\*, 炭酸カルシウム量の減少がみられる。今回の掘削のいずれの地点においても、EO境界付近では初期漸新世の白色~明灰色のナノ化石軟泥から始新世の暗褐色の堆積物への岩相変化がみられる。Leg 199の各コアでは、EO境界は明灰色の石灰質堆積物の直下にある暗褐色の放散虫軟泥層の中におかれることが多かった(Lyle *et al.*, 2002)。しかし、本航海では、各地点でEO境界と考えられる層準の岩相はやや異なっている。たとえば、U1331では明褐色のナノ化石軟泥から暗褐色の放散虫軟泥へと変化する層準にEO境界があると考えられる。U1334やU1332では境界での岩相変化はあまり明瞭でなく、暗灰色のナノ化石チョーク層の中にある。U1333では、やや明色の放散虫-ナノ化石軟泥と暗灰色の放散虫軟泥の互層の中にある(図6)。

Oligocene-Miocene境界(OM境界)では、Mi-1の酸素同位体比の正のシフトが観察され、寒冷化と氷床の拡大が生じたことが指摘されている。OM境界は*Paragloborotalia kugleri* (23.1 Ma)の初産出、*Sphenolithus delphix* (23.1~23.2 Ma)の生存期間、古地磁気Chron C6C.2nの直下と定義されている。第320次航海のU1332からU1333地点では、ナノ化石軟泥と放散虫粘土層の互層が優勢となる層準に、U1334とU1336ではナノ化石軟泥の明暗互層の中にあると推定されているが、必ずしも明瞭な岩相変化の境界としては認識されない(Pälike *et al.*, 2009)。

中期中新世は温暖期(Middle Miocene climatic optimum, MMCO, 17~15 Ma)から寒冷期への移行期で、その後に南極氷床の再拡大(13.8~13.9 Ma)が生じたことが知られている。U1338のコアの酸素・炭素同位体比の高解像度解析とその周期解析が行われた(Holbourn *et al.*, 2013)。その結果から、16.8~14.7 Maには両同位体比の変動幅が大きく、気候変動が激しかったことが示唆された。また、15.6 Maには温暖化のピークがあり、炭酸塩の溶解がみられるが、太陽放射量が大きくなった時期と一致する。14.7 Ma以降には酸素同位体比

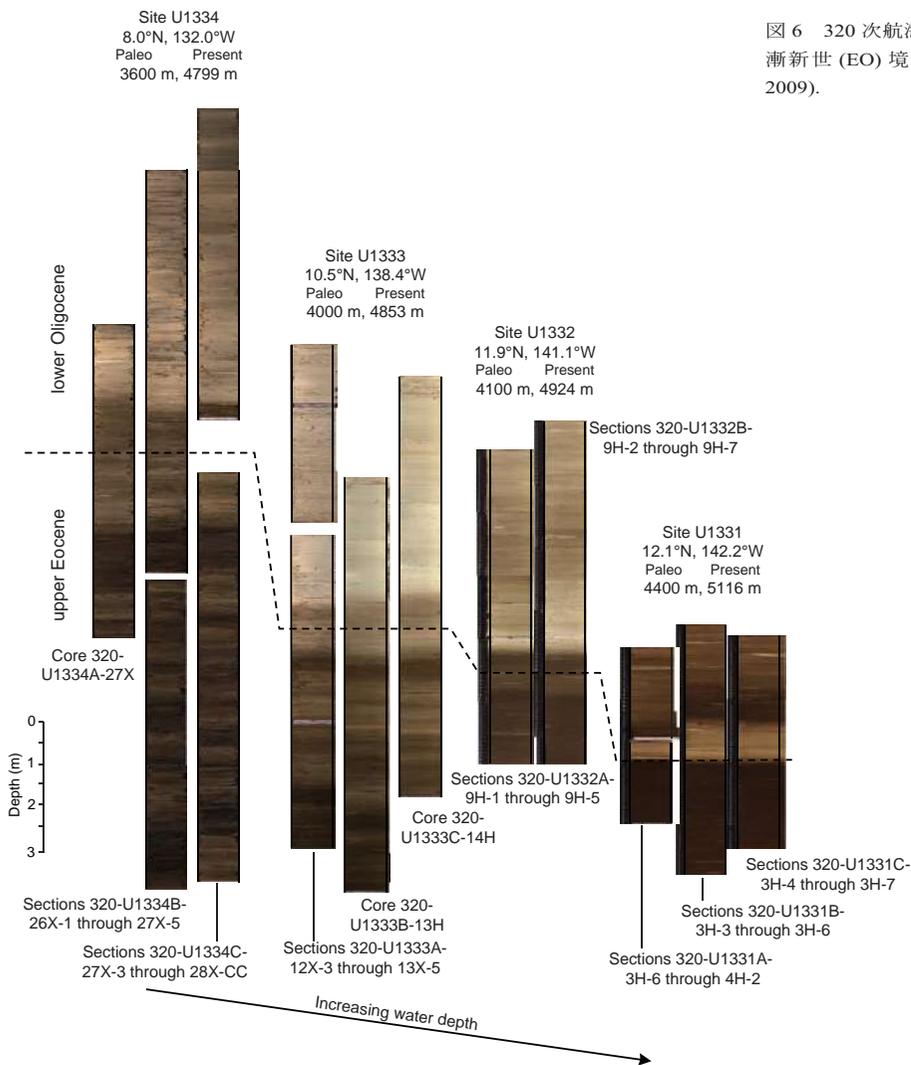


図6 320次航海で確認された始新世-漸新世(EO)境界の岩相 (Pälike *et al.*, 2009).

の変動周期が 100 k.y. から 41 k.y. へと変化し、その後は炭酸塩の保存は良くなり、寒冷化の開始と南極氷床の拡大 (13.8 Ma) を反映している。珪質堆積物の増加が 14.0 Ma と 13.8 Ma にみられ、寒冷化の開始直前と珪質堆積物のピーク時期と一致する。このことは、東赤道太平洋地域の珪質堆積物の堆積が二酸化炭素濃度の減少に寄与したことを示唆する (Holbourn *et al.*, 2013)。

#### 4. 微化石の群集解析

古第三紀の放散虫群集の解析によると、Early

Eocene Climatic Optimum (EECO), MECO などの温暖な時期に暖流種が増加し、一方、赤道地域で炭酸塩の含有量が増加する時期 (CAE-2, CAE-3, CAE とは Carbonate Accumulation Event の略称, Lyle *et al.*, 2002; 2005) に寒冷種が増加し放散虫の産出量も増加する傾向が示された (Kamikuri *et al.*, 2013)。浮遊性有孔虫に関しては、漸新世から更新世までの群集変化が明らかにされた。漸新世から中期から後期中新世には、*Globoquadrina* 属、*Dentoglobigerina* 属、*Paragloborotalia* 属が多く、中期中新世になると *Globigerinoides* 属が増加し、その

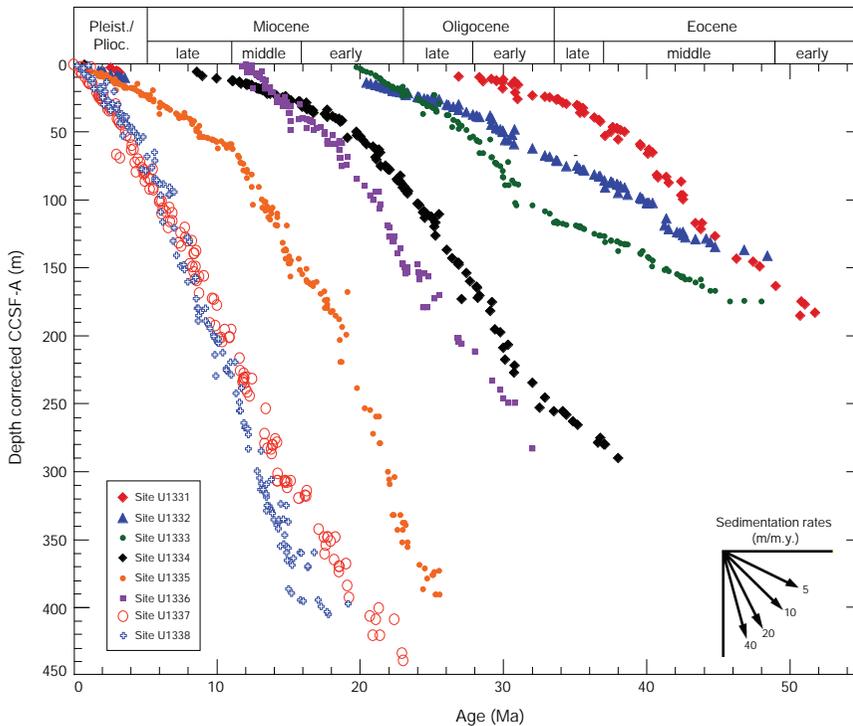


図7 320/321 次航海の年代-深度モデル (Lyle *et al.*, 2009).

他の群集は減少する。キールのある *Globorotalia* 属は鮮新世から更新世に多くなる (Hayashi *et al.*, 2013)。ナノ化石に関しては、新生代の placolith グループの多様性が初期~中期中新世の MMCO 期間中 (14 Ma) でピークになることが示された (Lyle *et al.*, 2009)。また、中新世に関しては、浮遊性有孔虫は、ナノ化石や底生有孔虫に比べて溶解に弱いため、炭酸塩の溶解作用を明瞭に捉えることができる。特に、中新世では珪藻が多産する幾つかの層準では産出しないことが多い。たとえば、11.5 ~ 9 Ma の時期には U1337 と U1338 の地点では溶解作用が強く、代わりに葉理状の珪藻軟泥が分布する (Lyle *et al.*, 2009)。

深層水の状態は底生有孔虫の群集解析から知ることができる。U1333 の中期始新世の底生有孔虫の群集解析の結果から、CAE3 (41.5 ~ 40.7 Ma, MECO の層準) には底生有孔虫生産量 (benthic foraminiferal accumulation rate, BFAR) は徐々に増加し、その後急速に減少し、CAE4 (39.3 ~ 38.4 Ma) になると再び増加する。普遍的に産出する群集は、

*Nuttallides truempyi*, *Oridorsalis umbonatus*, *Gyroidinoides* spp. で、*Globocassidulina globosa*, *Cibicidoides grimsdalei* を伴う。39.4 ~ 38.4 Ma (CAE-4 を含む) の期間には *Quadriformina profunda* が多産し、*N. truempyi*, *O. umbonatus*, *G. globosa* を伴う。38.8 ~ 38.4 Ma (CAE-4) には *Virgulinoopsis navarroanus*, *Fursenkoina* sp. A などの *infaunal taxa* が普遍的に産出する。一方、MECO の期間中には、炭酸塩の溶解のため底生有孔虫はほとんど産出しない (Takata *et al.*, 2013)。このように、MECO の時期には温暖化の影響が及んでいる。漸新世の 31.0 Ma と 28.6 Ma の群集にも変化が認められるが、南極からの深層水 (Southern Component Water, SCW) の形成とその影響を強く受けるようになったためと考えられる (Takata *et al.*, 2012)。

## 5. 生物生産性の変化

現在、赤道太平洋は、生物生産の高い地域であることが知られている。同様に中期始新世でも U1331 地点で高い堆積速度が記録され、頻繁に 10

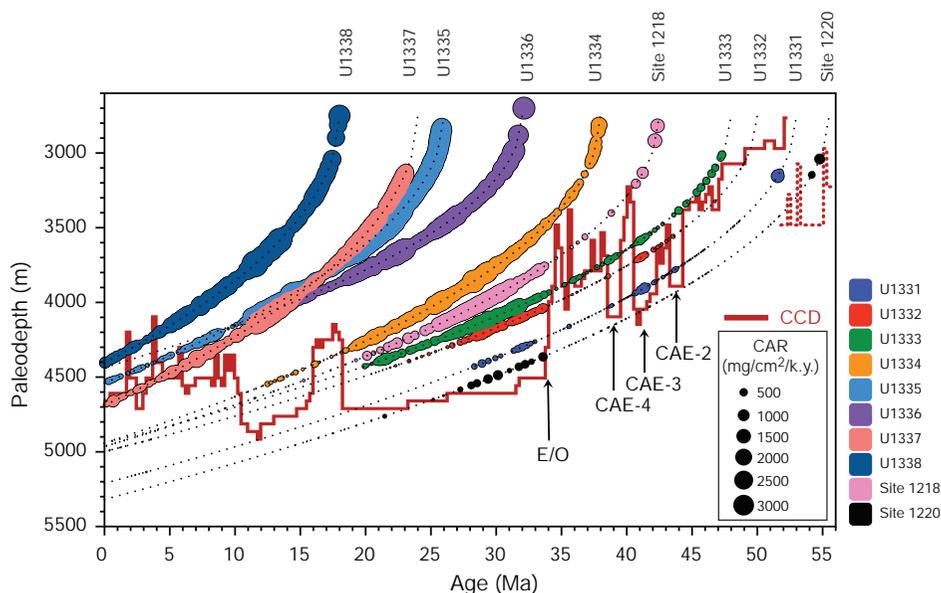


図8 320/321 航海における CCD の変化. 各地点の時代毎の水深を計算し、プロットしている. CAR: Carbonate accumulation rates 炭酸塩の堆積量, CAE=Carbonate Accumulation Event を示す (Pälike *et al.*, 2009 ; 2012).

m/m.y. をこえ最大 18 m/m.y. に達する. U1332 から U1333 では 8 ~ 6 m/m.y. 程度となる. 後期始新世では, U1331 ~ U1333 の堆積速度は 3.5 ~ 6 m/m.y. と低くなる. U1333 と U1334 では漸新世に 20 m/m.y. をこえる最も高い堆積速度を示し, U1335 と U1336 では初期中新世が最も高い. ところが, 中期から後期中新世ではいずれの地点も堆積速度は 10 m/m.y. より低くなる. 一般に, 堆積速度は西 (U1331) よりも東 (U1336) の方が高い. 321 次航海の堆積速度に関しては, U1336 では初期中新世では 12m/m.y., 中期中新世では 21 m/m.y. を示す. U1337 では中期中新世の 21 m/m.y. から後期中新世の 17 m/m.y. に減少する. U1338 では中新世で 29 m/m.y. 鮮新世から更新世では 13 m/m.y. となる (図 7).

これらの高い堆積速度は生物生産に関連している. 珪藻化石に関しては, U1331 から U1334 まで EO 境界で多産する. 後期漸新世にも産出の多い層準がみられる (Pälike *et al.*, 2009). U1335, U1337, U1338 では, 珪藻化石は 18 Ma 以降には普

遍的に産出するようになり, 特に U1337 では針状の形態をもつ *Thalassiothrix* 属から構成される diatom mat とよばれる葉理状の珪藻軟泥が, 中期中新世, 後期中新世, 鮮新世の幾つかの層準から産出する (Lyle *et al.*, 2009). 10.3 ~ 11.3 Ma には U1337 以外にも ODP 572, 850, 851, 849, 844 地点など, 多くの場所で diatom mat の存在が報告されている. U1338 では diatom mat は観察されないが, diatom が多産する層準は U1337 と一致する.

## 6. 緑色堆積物の堆積

U1334 から U1336 のコアでは, 漸新世や中新世に堆積物の色が褐色・明褐色から緑灰色へと変化する層準がある. この層準では色指数  $b^*$  が急速に減少し, 地磁気強度が著しく弱く, 間隙水の Fe 濃度が増加する, などの特徴がある. 逆に, この直上では間隙水の Mn 濃度の増加がみられる. 古地磁気強度がほとんど欠如する層準では, 高い有機物の堆積に起因する Fe バクテリアの活動が示唆される. すなわち, この層準では赤道湧昇帯に

おける高い有機物の堆積により Fe バクテリアの活動が活発となり、堆積物の色が変化したと考えられている (Pälike *et al.*, 2009 ; Lyle *et al.*, 2009). U1337 と U1338 では、Mn 濃度は他のコアより 30 倍高い値を示す。また、U1338 では Fe 濃度のピークは必ずしも緑色の層準にすべて観察されるわけではない。しかし、これらの緑色堆積物も古赤道地域で堆積したと考えられる。同様な緑色堆積物は、以前に南緯 3°N 付近で掘削された DSDP (78, 79, 547) の堆積物でも観察されている。

## 7. 新生代における CCD の変化

本航海の重要な目的の一つが、赤道太平洋地域における新生代の CCD の変化を明らかにすることであった。これまでの研究から CCD は EO 境界で 1 km 近く深くなることが知られている。それ以前の始新世では約 3 km から 3.5 km と浅く、その後は約 4.5 km の深さになる。しかし、40 Ma には一時的に急激に CCD が深化することも示された。

今回の掘削の結果から赤道太平洋の CCD の変遷がより詳細に示された (図 8, Pälike *et al.*, 2012)。初期始新世 (~56-53 Ma) では 3.3 ~ 3.6 km と現在よりも 1 km 浅くなっている。これは二酸化炭素濃度に関連した温暖化事件 (“hyperthermal event”) と理解されている。52 ~ 47 Ma には 3 km と浅くなり、Early Eocene Climatic Optimum (EEOC) の時期と一致する。このときの二酸化炭素濃度は 1000 ppm を越えたと推定されている。46 ~ 34 Ma では CCD は 3500 ~ 4000 m の間で大きく変化し、数十万年から 1 m.y. の期間に 5 ~ 7 回、0.5 ~ 1 km の深度の幅に及ぶ CCD の深化がみられる。これらは、Carbonate Accumulation Event (CAE) とよばれ、特に CAE-3 では最大の深化がみられ、逆に MECO では、約 1 km の浅化がみられる。

既に述べたように、EO 境界では急激な深化が生じ、漸新世では最大約 4.6 km までの深さに達し、安定して深い深度を保っている。中新世の 18.5 Ma になると約 600 m 浅化し、“carbonate famine” とよばれる。16 Ma には CCD は再び 4.7 km (最大 4.8 km) と深化し、その原因として生物生産

の増加が考えられる。その後、10.5 Ma には急激に浅化し (4.4 km) し、“carbonate crush event” とよばれる。その後、赤道太平洋の CCD は 4.5 km 付近となるが、ミランコビッチのような気候変動要素と関連して変化し、ときおり (9.8 Ma, 6 Ma, 3.5 Ma, 2 Ma) の時期に急激に約 200 ~ 400 m 浅化していることが明らかとなった。始新世の 3.0 ~ 3.5 km から現在の 4.6 km に至る新生代の CCD の変化は、基本的には風化量の増大に起因すると考えられる。特に、始新世における CCD の変化は、モデル計算により、風化量と有機物の供給量と関連し変化していると推定された (Pälike *et al.*, 2012)。

また、Site U1333 においては海成のバライト (barite accumulation rates, BAR) の含有量の高解像度の解析も行われた。特に EO 境界においては、酸素同位体比の値が増加する変化と同調し、バライトの堆積量は 2 段階にわたり減少する。このことは、赤道地域の生物生産量の増加が、二酸化炭素濃度の減少に直接寄与しているのではないという仮説を支持している (Erhardt *et al.*, 2013)。

## 8. まとめ

Integrated Ocean Drilling Program Expedition 320/321, “Pacific Equatorial Age Transect” (Sites U1331 ~ U1338) は、新生代の連続コアを採取し、赤道太平洋の気候変動を解明するために計画された。掘削された 8 本のコアの基盤の年代は、西から東に 53 Ma から 16 Ma にわたり始新世の温暖化、漸新世の南極氷床の拡大から現在までの古海洋の変動を記録していることが明らかとなった。これには PE 境界 (Paleocene/Eocene boundary event)、始新世の寒冷化、EO 境界 (Eocene-Oligocene transition)、OM 境界 (Oligocene-Miocene transition)、中期中新世の寒冷化など、重要な新生代の古海洋学的な事件がほとんど含まれる。特筆すべきことは、過去 53 Ma にわたる calcium carbonate compensation depth (CCD) の変化を詳細に明らかにした点にある。古第三紀の CCD は非常に浅く炭酸塩堆積物が少ないが、漸新世以降は炭酸塩堆積物の

保存がよくなる。漸新世以降でも温暖化が進行した時期には CCD が上昇し、炭酸塩の溶解が進行することも明らかにされた。このように、赤道太平洋の CCD の変化は気候変動と密接に結びついていることが示された。

尚、本航海は2航海にわたり、320次航海では伊藤孝(茨城大学教育学部)、上栗伸一(茨城大学教育学部)、黒田潤一郎(海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域)、沢田健(北海道大学大学院理学研究院)、高田裕行(釜山大学海洋学部)、中村英人(北海道大学大学院理学研究院)、西弘嗣(東北大学学術資源研究公開センター)、山本裕二(高知大学海洋コア総合研究センター)の8人、321航海次では飯島耕一(海洋研究開発機構海底資源研究プロジェクト)、大金薫(文教大学教育学部生物学教室)、辻本彰(島根大学教育学部)、長谷川精(名古屋大学博物館)、林広樹(島根大学総合理工学部)、山崎俊嗣(東京大学大気海洋研究所)、山本真也(山梨県環境科学研究所)の7人の研究者が乗船した。

## 参考文献

- [ 1 ] Bijl, P. K., Houben, A. J. P., Schouten, S., Bohaty, S. M., Sluijs, A., Reichert, G.-J., Damsté, J. S. S. and Brinkhuis, H. (2010), Transient Middle Eocene Atmospheric CO<sub>2</sub> and Temperature Variations. *Science*, Vol. 330, p. 819-821.
- [ 2 ] Bohaty, S. M., Zachos, J. C., Florindo, F. and Delaney, M. L. (2009), Coupled greenhouse warming and deep-sea acidification in the middle Eocene. *Paleoceanography*, Vol. 24, PA2207, doi:10.1029/2008PA001676.
- [ 3 ] Erhardt, A. M., Pälike, H. and Paytan, A. (2013), High-resolution record of export production in the eastern equatorial Pacific across the Eocene-Oligocene transition and relationships to global climatic records. *Paleoceanography*, Vol. 28, p. 1-13, doi:10.1029/2012PA002347.
- [ 4 ] Holbourn, A., Kuhnt, K., Lyle, M., Schneider, L., Romero, O. and Andersen, N. (2013), Middle Miocene climate cooling linked to intensification of eastern equatorial Pacific upwelling. *Geology*, doi:10.1130/G34890.1.
- [ 5 ] Hyashi, H., Idemitsu, K., Wade, B. S., Idehara, Y., Kimoto, K., Nishi, H. and Matsui, H. (2013) Middle Miocene to Pleistocene planktonic foraminiferal biostratigraphy in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Paleontological Research*, Vol. 17, No. 1, p. 91-109.
- [ 6 ] Kamikuri, S., Moore, T. C., Lyle, M., Ogané, K., and Suzuki, N. (2013) Early and Middle Eocene radiolarian assemblages in the eastern equatorial Pacific Ocean (IODP Leg 320 Site U1331): Faunal changes and implications for paleoceanography. *Marine Micropaleontology*, Vol. 98, p. 1-13.
- [ 7 ] Lyle, M., Wilson, P. A., Janecek, T. R., *et al.* (2002), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. Vol. 199 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), doi:10.2973/odp.proc.ir.199.2002.
- [ 8 ] Lyle, M., Olivarez Lyle, A., Backman, J., and Tripathi, A. (2005), Biogenic sedimentation in the Eocene equatorial Pacific-the stuttering greenhouse and Eocene carbonate compensation depth. In Wilson, P. A., Lyle, M., and Firth, J. V. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 199, p. 1-35
- [ 9 ] Lyle, M., Raffi, I., Pälike, H., Nishi, H., Gamage, K., Klaus, A., and the Expedition 320/321 Scientists (2009), Pacific Equatorial Transect. *Integrated Ocean Drilling Program Expedition 321 Preliminary Report*, doi:10.2204/iodp.pr.321.
- [10] Pälike, H., Nishi, H., Lyle, M. W., Raffi, I., Klaus, A., Gamage, K. and the Expedition 320/321 Scientists (2009). Pacific Equatorial Transect. *Integrated Ocean Drilling Program Expedition 321 Preliminary Report*, 320. doi:10.2204/iodp.pr.320.
- [11] Pälike, H., Lyle, M. W., Nishi, H., Raffi, I., Ridgwell, A., Gamage, K., Klaus, A., Acton, G., Anderson, L., Backman, J., Baldauf, J., Beltran, Bohaty, S. M., Bown, P., Busch, W., Channell, J. E. T., Chun, C. O. J., Delaney, M., Dewangan, P., Jones, T. D., Edgar, K. M. Evans H., Fitch, P., Foster, G. L., Gussone, N., Hasegawa, H., Hathorne, Ed C., Hayashi, H., Herrle, J. O., Holbourn, A., Hovan, S., Hyeong, K., Iijima, K., Ito, T., Kamikuri, S., Kimoto, K., Kuroda, J., Leon-Rodriguez, L., Malinverno, A., Moore Jr, T. C., Murphy, B. H., Murphy, D. P., Nakamura, H., Ogané, K., Ohneiser, C., Richter, C., Robinson, R., Rohling, E. J., Romero, O., Sawada, K., Scher, H., Schneider, L., Sluijs, A., Takata, H., Tian, J., Tsujimoto, A., Wade, B. S., Westerhold, T., Wilkens, R., Williams, T., Wilson, P. A., Yamamoto, Y., Yamamoto, S., Yamazaki T. and Zeebe, R. E. (2012), A Cenozoic record of the equatorial Pacific carbonate compensation depth. *Nature*, Vol. 488, 609-615.
- [12] Takata, T., Nomura, R., Tsujimoto, A., Khim, B.-K. (2012), Late early Oligocene deep-sea benthic foraminifera and their faunal response to paleoceanographic changes in the eastern Equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, Vol. 96-97, p. 123-132.
- [13] Takata, T., Nomura, R., Tsujimoto, A., Khim, B.-K. and Chung IK K. (2013), Abyssal benthic foraminifera in the eastern equatorial Pacific (IODP Exp. 320) during the Middle Eocene. *Journal of Paleontology*, 87(6), 2013, p. 1160-1185

