



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

Exp. 324 Shatsky Rise Formation

佐野 貴 司

Exp. 324 Shatsky Rise Formation

Takashi Sano

さの たかし：国立科学博物館地学研究部

大規模火成区 (LIP) をつくったマグマは地球深部から上昇してきたマントルブルームの先端が大規模に溶けたものと提案されている。しかし、このマグマ成因モデルは詳細に検証されていない。そこで IODP Exp. 324 は 2009 年秋に日本に最も近い LIP である「シャツキーライズ海台」を掘削した。本論では、航海および航海後研究の成果を紹介する。

1. はじめに

Large Igneous Province (LIP) は中央海嶺玄武岩 (MORB) 以外の巨大な玄武岩質の火山および深成岩体であり、陸上で大陸洪水玄武岩、海底で巨大海台を形成している^[1]。LIP の日本語訳は様々あるが、ここでは大規模火成区と訳す^[2]。LIP は巨大ブルームに起源があると提案されてきた。これはマントル深部から上昇してきたブルームがリソスフェアの下で広がり、大規模なマントル溶融がおきて火成活動が起こるというモデルである。このメカニズムは広く受け入れられているが、かならずしも全ての LIP 形成を説明できるものではない。むしろ 1990 年代後半から 2000 年代前半に掘削された 1 番目と 2 番目に巨大な LIP であるオン Tong ジャワ海台 (Ontong Java Plateau : OJP) とケルゲレン海台は、互いに全く異なった特徴をもち、共にブルームモデルで説明できない可能性が指摘されている。そのために更なる検証が必要であるが、研究はあまり進んでいない。検証が困難となっている原因の 1 つとして、巨大海台の多くは形成時の中央海嶺や海洋プレートとの位置関係が不明という問題がある。この理由は巨大海台の多くは地磁気の逆転が起きていない中期白亜紀に形成されたため、昔の中央海嶺の位置を示す地磁気の縞模様が得られないからである。

シャツキーライズ海台は、地磁気の逆転が起きていたジュラ紀末期から白亜紀初期に形成された唯一の巨大海台である。このためテクトニックセッティングがよく分かっている。地磁気の縞模様を基に、シャツキーライズは海嶺の 3 重合点のトレースに沿って形成されており、海嶺のテク

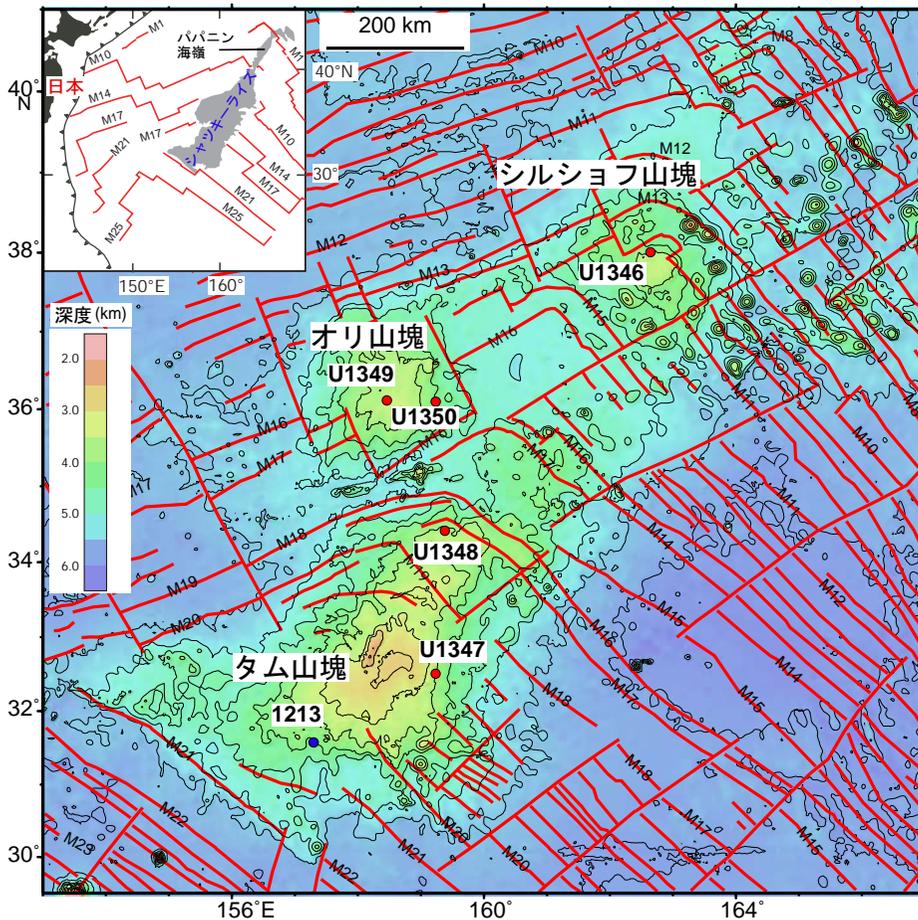


図1 シャツキーライズ海台^[4]および古地磁気縞模様(赤線)^[3]。IODP Exp. 324の掘削サイト(赤丸)およびODP Leg 198(青丸)。左上は日本とシャツキーライズの位置関係図。Sager *et al.* (2010)^[6]を簡略化。

トニクスと密接に関係していることが分かっている^[3]。1990年代には3重会合点付近に上昇してきたプルームに原因があるというモデルが提案されている^[4]。そこでIODP Exp. 324はシャツキーライズを掘削し、合計5カ所で火山岩の採取を行った。航海後研究の目的は、採取した試料の詳細な記載や様々な化学分析を基に巨大海台のマントルプルーム起源説を検証することである。また、岩石記載や地磁気の情報に基づき巨大海台の噴火形態や海台形成時のプレートの動きを推定する。さらに、溶岩流の上を覆う堆積物中の有孔虫の分類・群集解析・安定同位体分析を行い、これを基に海

台形成後の白亜紀の古環境を明らかにすることも目的である。

2. シャツキーライズと掘削成果の概要

シャツキーライズは周囲の海洋底よりも2~3 km 浅い海台であり(水深 5,000 m よりも浅い地域と定義)、広さは約 $4.8 \times 10^5 \text{ km}^2$ 、体積は約 $4.6 \times 10^6 \text{ km}^3$ と見積もられている^[4]。この海台は3つの山塊(南から北に向かってタム、オリ、シルショフ山塊)と北端の幅の狭い海嶺(パパニン海嶺)から構成されている(図1)。古地磁気データに基づき、噴火はM20時期(約1億4,700万年前)に始

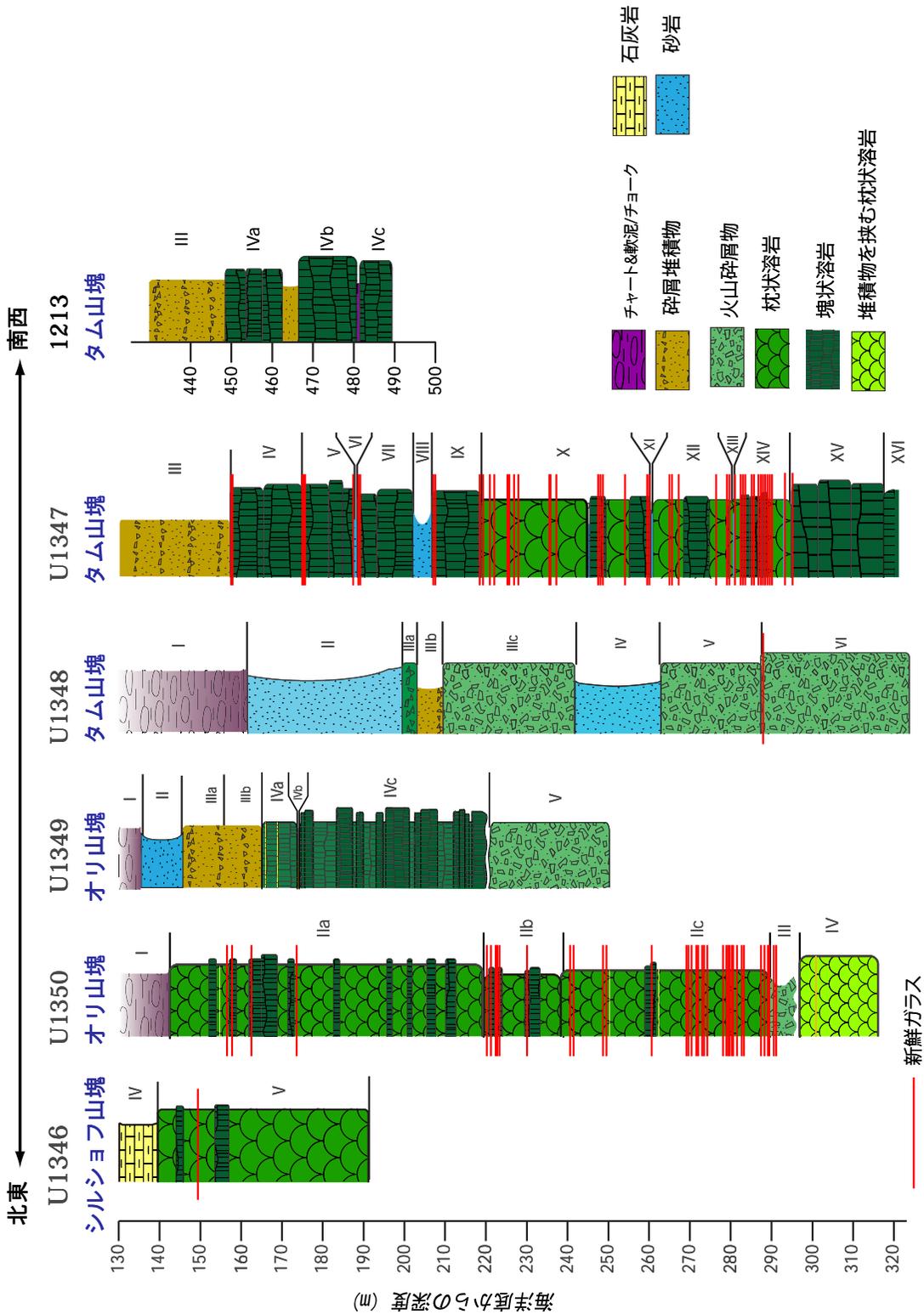


図2 シャッキラーライズで基盤岩が掘削されたサイトの柱状図^[6]。各サイトは北東(左)から南西(右)へ向かう順番に並べてある。ローマ数字は各地層ユニット^[6]。タム山塊のサイト1213の3ユニットは厚さ5-15mの塊状溶岩流と解釈された^[2]。赤の縦線は新鮮ガラスが採取され、化学分析が行われた間隔^[9]。

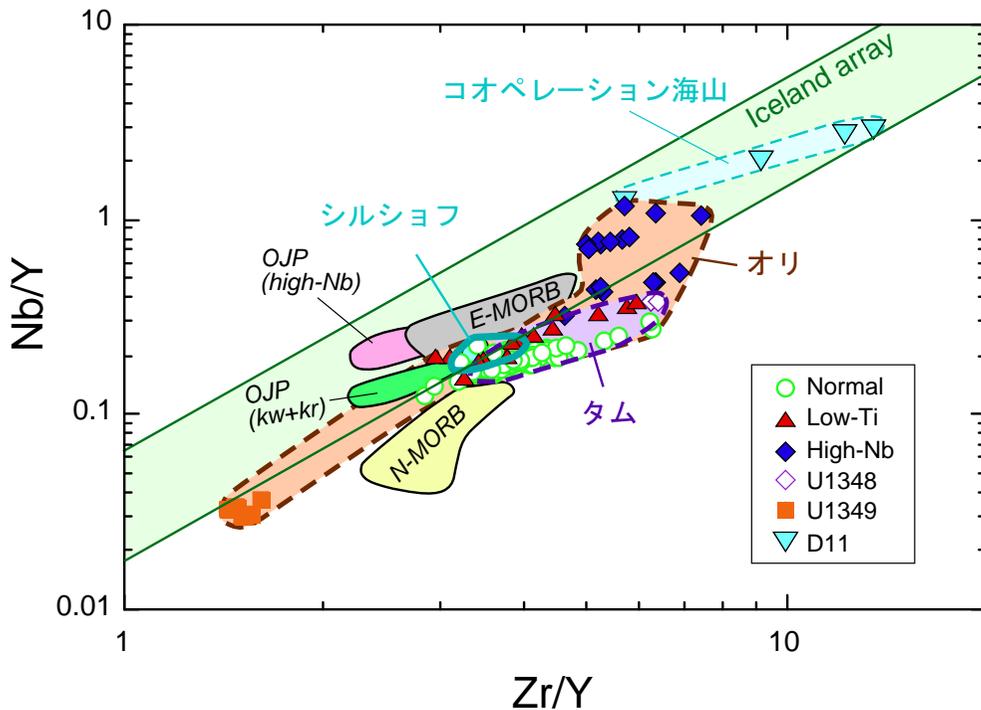


図3 シャツキーライズ玄武岩、OJP玄武岩およびMORBのNb/Yに対するZr/Yのプロット図。この図はアイスランド玄武岩 (Iceland arrayと書かれた緑の帯領域) とMORB (Iceland arrayよりも下部の領域) を区分するために利用された^[23]。Fitton *et al.* (1997)^[23]は同一組成の起源マントル (かんらん岩) が様々な部分溶融度で溶けるとIceland arrayに平行なトレンドを形成することを示した。さらに大多数の海洋島玄武岩 (OIB) はIceland array領域内にプロットされるため、緑の帯領域は一般的なOIBの組成領域とみなされている。タム山塊はほぼ均一な組成であるのに対し、オリ山塊の化学組成は多様性に富むことが分かる。

まり、最大のタム山塊を形成したこと、マグマ活動は次第に弱まりながら北に移動して中央部のオリ山塊と北部のシルシヨフ山塊をつくったこと、M1 時期 (約1億2,500万年前) まで続いたことが推定される。ODP サイト1213で採取された溶岩流の³⁹Ar-⁴⁰Ar年代値は約1億4,460万年前であり^[5]、古地磁気データと一致している。

IODP Exp. 324^[6]はシャツキーライズの5サイトで掘削を行い、4サイトで玄武岩溶岩流を採取した (U1346, U1347, U1349, U1350)。各サイトで掘削した基盤岩溶岩の厚さは53~173 mであり、合計で471 mのコアが回収された^{[6][7][8]}。一方、サイトU1348では約120 mの火山砕屑物しか得ることができなかった (図2)。今回の掘削で得られた重要情報の1つは過去のシャツキーライズ掘削で

は得られなかった火山性堆積物が4サイトで採取されたことである。これら堆積物の解析からいくつかの浅海噴火の証拠が見つかった。サイトU1346とU1347では浅海 (< 500 m) の底生有孔虫群集が確認され、サイトU1348では珊瑚礁を形成していた化石群が発見され、サイトU1349ではオーライト層が見られ、サイトU1346には木片と思われる物質が含まれていた。さらにサイトU1349では陸上噴火の証拠を示す古土壌が掘削された。上記堆積物情報にサイトU1346とU1349の溶岩流は多孔質 (気泡が30~70%) である事実とを考え合わせると、シャツキーライズは形成時に陸上化していた可能性が高いと結論できる^{[6][7][8]}。

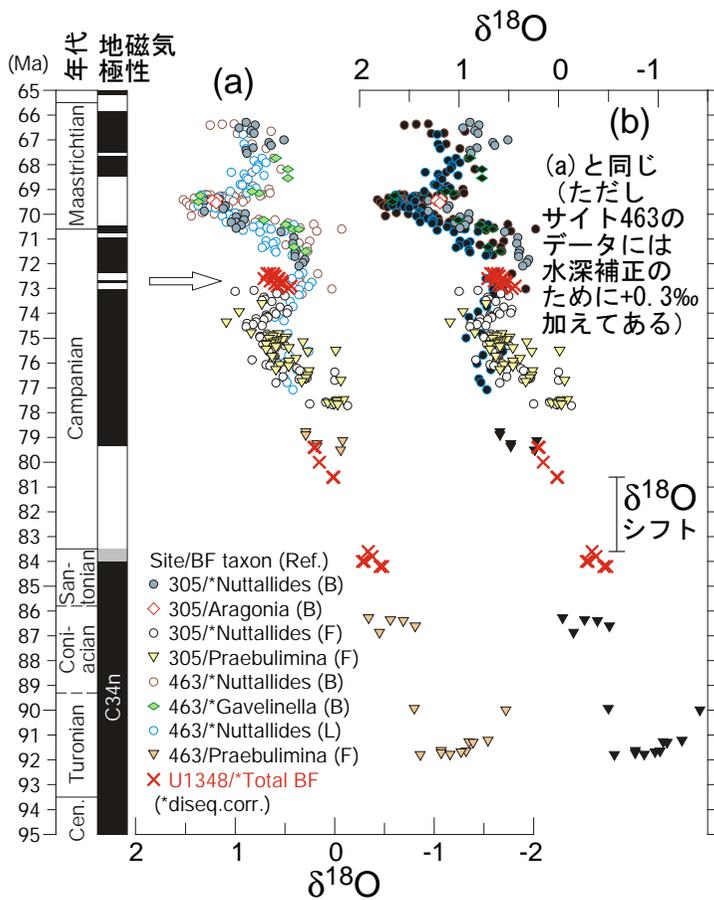


図5 後期白亜紀の中央太平洋下に生息していた底生有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ のコンパイル図^[21]。DSDP-IODPのサイト305、463、U1348の掘削試料の分析値。詳細はAndo *et al.* (2013)^[21]を参照。

を構成していることが判明した。さらに岩石・鉱物組成の解析により、通常の拡大軸で形成されるマグマよりも深部で生産されたこと、マグマ溜まりは浅かったこと (< 6 km) 等が提案された(図4) [9][10][11]。

さらに揮発性成分 (H_2O , CO_2) の分析結果を基に海台は浅海～陸上で噴火し、その後沈降により現在のように深海 (> 3000 m) となったこと^[12]、He 同位体を基に起源マントルにはリサイクル物質が含まれていること^[13]、通常の海洋地殻に比べて極端にホウ素に富むこと^[14]、バナジウム同位体比は MORB に比べて幅があること^[15]、リチウム同位体データを基にマグマ溜まり中での熱水混染の影響があること^[16] 等が判明した。しか

し、マントルブルームの存在を示唆する明確なデータは今までのところ得られていない。

4. 古地磁気学研究成果

航海後研究では数多くの古地磁気データが産出され、これを基に海台形成時のプレート運動を知ろうとしている。まず、ロギングによる磁気測定結果に基づき、シャツキー海台の形成初期、海台は南半球に存在したが、マグマ活動の最中に北へ移動し、中期から後期には北半球に形成され、巨大な海台となっていったことが提案された^[17]。しかしこれは岩石コアの磁気測定を行った結果ではないため、現在吟味されている。今のところ、何れのデータもシャツキーライズが低緯度で形成

されたという過去の主張と矛盾しない結果となっている [18][19][20].

5. 堆積物の研究成果

シャツキーライズ上部を構成する堆積物の研究は本航海の主目的ではなかった。そのために堆積物は基盤岩から 50 m 上部しか回収しないという、堆積物を対象とする研究者にとっては悪条件の掘削であった。しかし、以下のような大きな成果が得られている。堆積学者および微化石学者達は、堆積物中の有孔虫の分類学的検討、群集解析、安定同位体分析（炭素・酸素・ストロンチウム）を基に、海台形成後の白亜紀古環境を推定した。この結果、サイト U1348 における堆積物中の一部に Aptian 期前期の海洋無酸素事変直後の堆積記録と、Santonian/Campanian 境界をまたぐ堆積記録が極めて保存良好な状態で存在することが確実となった（図 5）。Santonian/Campanian 境界に関する研究では、浮遊性有孔虫・古地磁気・各種同位体の複合編年層序と底生有孔虫の種レベル安定同位体分析結果を基に、この時期における段階的寒冷化の証拠を見出し、これにより白亜紀中期の最大温室期が Santonian/Campanian 境界で終わりを告げたことを初めて明確にした [21].

参考文献

- [1] Coffin, M. F. and Eldholm, O. (1994) : Rev. Geophys., 32, 1-36. doi:10.1029/93RG02508.
- [2] 兼岡一郎 (2010) Milsil, 3, 9-11.
- [3] Nakanishi, M., Sager, W. W. and Klaus A. (1999) : J. Geophys. Res., 104, 7539-7556. doi:10.1029/1999JB900002.
- [4] Sager, W. W., Kim, J. Klaus, A. Nakanishi, M. and Khankishieva, L. M. (1999) : J. Geophys. Res., 104:7557-7576. doi:10.1029/1998JB900009.
- [5] Mahoney, J. J., Duncan, R. A., Tejada, M. L. G., Sager, W. W. and Bralower, T. J. (2005) : Geology, 33, 185-188. doi:10.1130/G21378.1.
- [6] Sager, W. W., Sano, T., Geldmacher, J. and Expedition 324 Scientists (2010) : Proc. IODP, 324.
- [7] Sager, W. W., Sano, T. and Geldmacher, J. (2011a) : EOS, 92 (5), 37-38. doi:10.1029/?2011EO050001.
- [8] Sager, W. W., Sano, T., Geldmacher, J. and the IODP Expedition 324 Scientists (2011b) : Sci. Drill., 12, 24-31.
- [9] Sano, T., Shimizu, K., Ishikawa, A., Senda, R., Chang,

- Q., Kimura, J. -I., Widdowson, M. and Sager, W. W. (2012). Geochem. Geophys. Geosyst. 13, Q08010. doi:10.1029/2012GC004235.
- [10] Husen, A., Almeev, R., Holtz, F., Koepke, J. Sano, T., Mengel, K. (2013) : Geochem. Geophys. Geosyst. 14, doi:10.1002/ggge.20231.
- [11] Natland, J., submitted : J. Petrol..
- [12] Shimizu, K. Shimizu, N., Sano, T., N. Matsubara, Sager, W. W. (2013) : Earth Planet. Sci. Lett. 383, 37-44. doi: 10.1016/j.epsl.2013.09.023.
- [13] Hanyu, T., Shimizu, K., and Sano, T., submitted: GSA, Spec. Pub..
- [14] Miyoshi, M., Sano, T., Shimizu, K., Delacour, A. and Fukuoka, T., submitted: GSA, Spec. Pub..
- [15] Prytulak, J., Nielsen, S. G., Ionov, D. A., Halliday, A. N., Harvey, J., Kelley, K. A., Niu, Y. L., Peate, D. W., Shimizu, K. and Sims, K. W. W. (2013) : Earth Planet. Sci. Lett., 365 : 177-189. doi:10.1016/j.epsl.2013.01.010.
- [16] Sano, T. and Nishio, Y., submitted. GSA, Spec. Pub..
- [17] Tominaga, M., Evans, H. F. and Iturrino, G. (2012) : Geophys. Res. Lett., 39, L21301, doi:10.1029/2012GL052967, 2012.
- [18] Carvallo, C. and Camps, P. (2013) : Proc. IODP, 324, doi:10.2204/iodp.proc.324.201.2013.
- [19] Carvallo, C., Camps, P., Ooga, M., Fanjat, G. and Sager, W. W. (2013) : Geophys. J. Int., 192 (3), 986-999. doi:10.1093/gji/ggs100.
- [20] Pueringer, M., Sager, W., Housen, B. (2013): Proc. IODP 324, doi:10.2204/iodp.proc.324.202.2013.
- [21] Ando, A., Woodard, S. C., Evans, H. F., Littler, K., Herrmann, S., MacLeod, K. G., Kim, S., Khim, B. -K., Robinson, S. A. and Huber, B. T. (2013) : Spec. J. Geol. Soc., 170, doi: 10.1144/0016-76492012-137.
- [22] Koppers, A. A. P., Sano, T., Natland, J. H., Widdowson, M., Almeev, R., Greene, A. R., Murphy, D. T., Delacour, A., Miyoshi, M., Shimizu, K., Li, S., Hirano, N., Geldmacher, J. and the Expedition 324 Scientists, 2010 : Proc. IODP, 324, doi:10.2204/iodp.proc.324.109.2010.
- [23] Fitton, J. G., Saunders, A. D. Norry, M. J. Hardarson, B. S. and Taylor R. N. (1997) : Earth Planet. Sci. Lett., 153, 197-208.
- [24] Sano, T. and Yamashita S. (2004), Geol. Soc. Spec. Publ., 229, 185?218.
- [25] Sano, T., Sakuyama, T. Ingle, S., Rodriguez, S. and Yamasaki, T. (2011) : Geochem. Geophys. Geosyst., 12, Q06013, doi:10.1029/2011GC003548.

