フィッション・トラック　ニュースレター　第26号　37-42　2013年

海洋地殻の冷却プロセスと海洋底磁気構造

安間　了*・岩野英樹**・檀原　徹**・平田岳史***

Cooling Processes and Magnetic Structure of the Oceanic Crust

Ryo Anma*, Hideki Iwano**, Tohru Danhara** and Takafumi Hirata***

* 筑波大学生命環境系, Faculty of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba.
**（株）京都フィッション・トラック, Kyoto Fission-Track Co. Ltd.
*** 京都大学大学院理学研究科, Division of Earth and Planetary Sciences, Kyoto University.

はじめに

海洋底に記録される縞状の地磁気異常は海洋地殻の年代推定に利用される重要な構造である（Fig. 1B）．海洋地殻磁化構造の鉛直分布についてはさまざまなモデルがたてられているものの，それらがどのように縞状地磁気異常に寄与しているのか，その実際はいまだに詳らかではない（木川, 1995; 木川ほか, 2003）．陸化した海洋地殻と解釈されるオフィオライトでは，オブダクションや露出過程における変質作用によって新たな強磁性鉱物が生じる可能性が指摘されており，初成的な海洋地殻の磁化とその分布を理解する妨げとなっている．海洋底の磁化は主として磁鉄鉱やチタノマグネタイト，磁硫鉄鉱によってになわれていると考えられ，そのブロッキング温度は580°Cから380°C程度と考えられる．一方，長年にわたる深海科学掘削によって海底下1,000 mを超える海洋底柱状試料が数カ所で採取されているが，それらの掘削試料が得られたすべての深さまで，すなわち，はんれい岩やマントルの地層が分布する深さまで，さまざまな温度で浸透してきた海水と岩石の反応による海洋底変質作用が進んでいることを示唆している（Alt et al., 2010）．したがって，海洋地殻の冷却過程と磁化プロセスを理解するためには，さまざまな閉鎖温度を持つ，しかも熱水変質作用の影響を受けにくいロバストな鉱物を使用して年代測定を行う必要がある（Fig. 2）．変質に対して耐性を持つジルコンは，ウラニウムの自発核分裂を利用したフィッション・トラック法（閉鎖温度 ~250°C）と，放射性壊変を利用したU-Pb法（閉鎖温度 ~ 820°C: Grimes et al., 2008）やU-Th/He法（閉鎖温度 ~150~200°C: Reiners, 2005）といった複数の閉鎖温度を持つ年代測定法を適用することができる．小論では，東太平洋の統合国際深海掘削計画（IODP）1256D孔から得られた，海洋地殻第三層を構成すると考えられるはんれい岩からジルコンを分離してフィッション・トラック年代測定を行い，冷却速度の推定を試みた．

第1256D孔海洋地殻と年代

研究に使用した試料は，赤道域東太平洋ココスプレート上に位置し，中期中新世に両側拡大速度220 mm/y の超高速拡大海嶺で形成されたIODP 1256D孔（Wilson, 1996）のはんれい岩である（Fig. 1A）．1256D孔は，C5BrとC5Bn.2nの

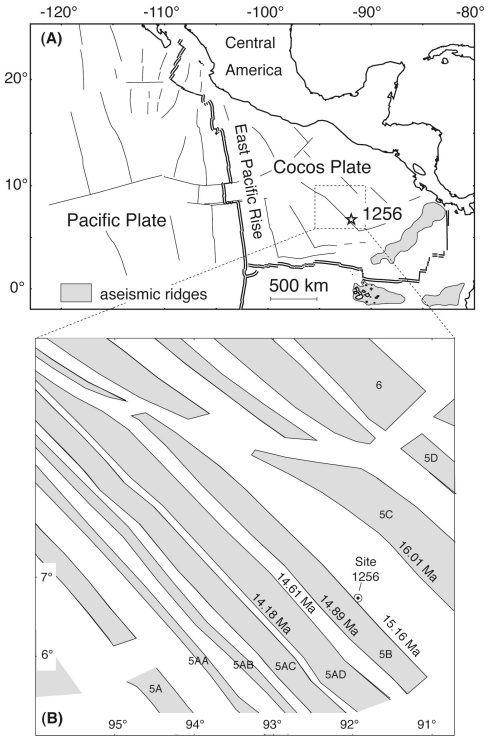

Fig. 1 ODP-IODP Site 1256 is located on the Cocos plate in the crust formed during the Middle Miocene at a superfast-spread mid-oceanic ridge of today East Pacific Rise (A). The Hole 1256D located nearby the boundary between C5Bn2 and C5Br chrons (15.160 Ma) (B). Shaded areas in B are crusts formed during normal polarity periods.

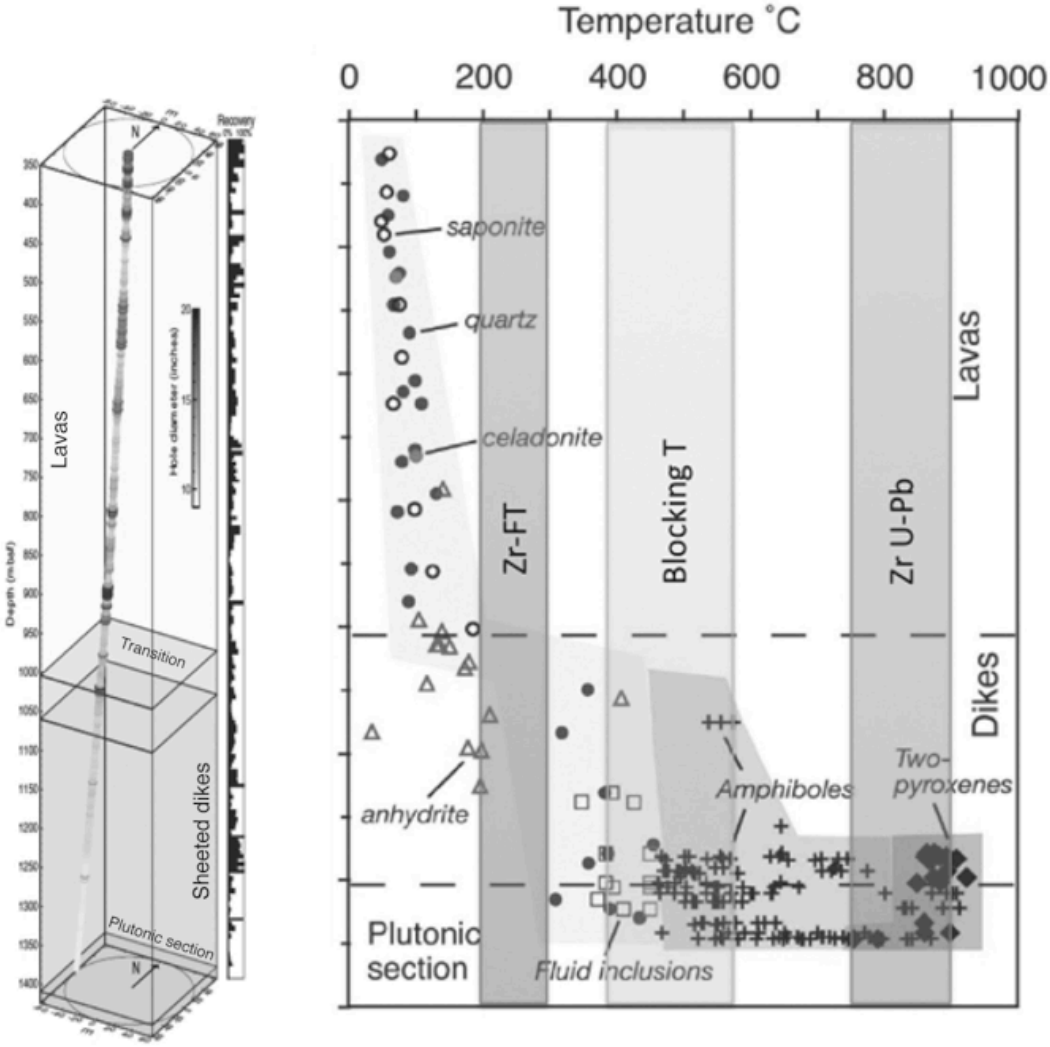

Fig. 2　Hole 1256D penetrated into gabbro at 1413 mbsf through volcanic rocks and sheeted dikes of an intact oceanic crust. It inclines ~5 degree to west from the vertical (left: Teagle et al., 2012). Temperatures of ocean floor metamorphism increase to depth. The oceanic crust is magnetized during the period between zircon U-Pb and fission-tarck ages (right: modified after Alt et al., 2010).

クーロン境界（15.160 Ma: ATNL, 2004）のやや西側，C5Br地殻（古い側）に位置する（Fig. 1B）．海洋地殻最上部の堆積物から掘削を開始し，溶岩層とシート状岩脈を掘り抜いてはんれい岩まで達した唯一の掘削孔であり（Wilson et al., 2006），2013年現在海底下1,521.6 mまで掘削されている（Fig. 2）．最初のはんれい岩境界は海底下1,409.6 mで見られ，海底下1,495 m付近までにレンズ状，あるいはシルの形態を持つ２枚の貫入岩（Gabbro 1およびGabbro 2）として分布する．周囲のシート状岩脈を構成するドレライトは熱変成を被っており，granoblasticな組織が発達する．海底下1,412 m地点付近から採取されたGabbro 1のUnit 85（Teagle et al., 2006）から分離されたジルコンのSHRIMP U-Pb年代は15.04 ± 0.18 Maを示し（Anma et al. in prep.），C5Bn.2nクーロンと一致する．

ICPMSによるU定量に基づいたFT年代測定

本研究では，U-Pb年代が既知であるUnit 85のはんれい岩から新たにジルコンを分離し，予察的にフィッション・トラック年代測定を試みた．深海掘削で得られる試料は限られているため，本研究では古地磁気測定用に切り出した8 cc立方体２個（３１２-２１４Ｒ３/２７-３７および312-215R1/93-96），全量60.4 gのUnit 85はんれい岩試料からジルコンの分離を試み，およそ250個の破片と自形結晶を得た．このうち，トラック計数に耐えうる大きめの60粒子を選別して測定に供した．自発トラックの計数は，結晶内

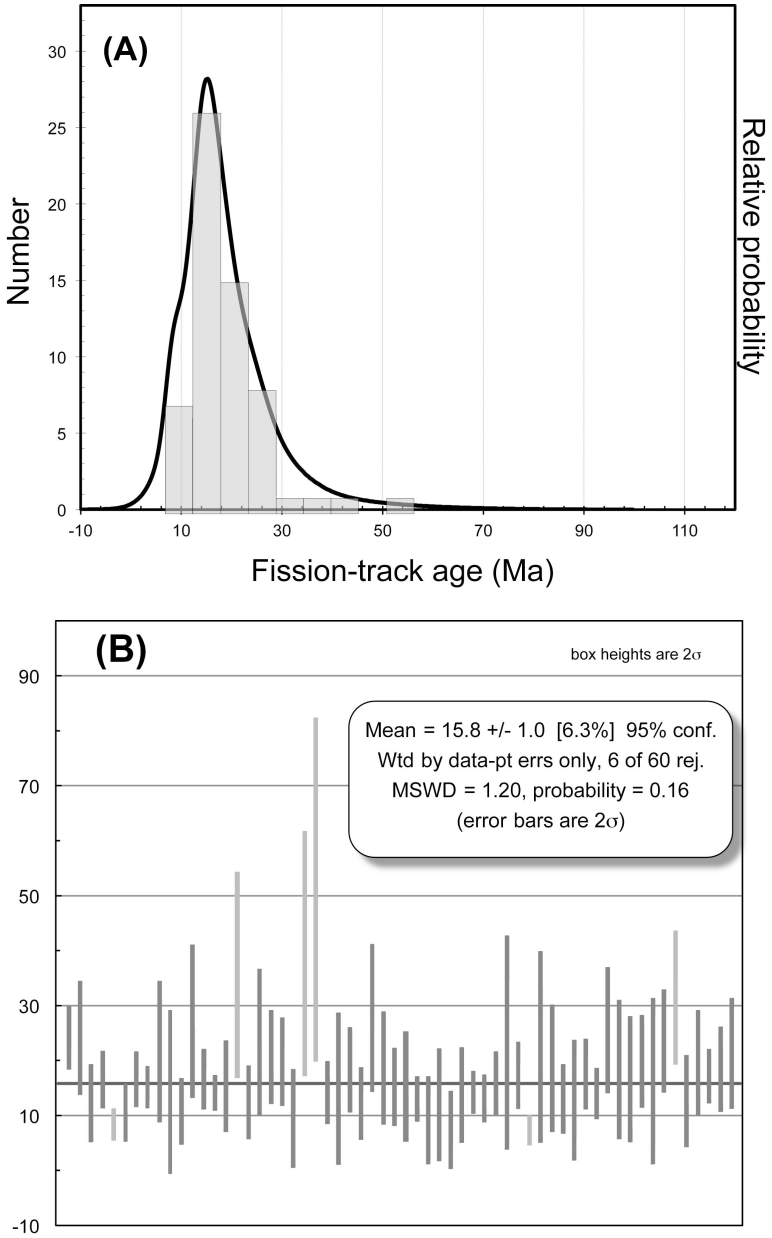

Fig. 3 Age spectra (A) and weighted mean age (B) of zircon separated from the IODP Hole 1256D Unit 85 gabbros.

部面を用いた（岩野ほか，2012）．ウラン濃度は，誘発トラックを計数する手法を用いず，LA-ICPMSによる直接定量法（Hasebe et al., 2004など）を適用した．U定量は京都大学理学部において直径を20 μmに絞ったエキシマレーザーを用いて行い，ウラン濃度のスタンダードとしては，U-Pb年代スタンダードとして用いられる91500ジルコン (U: 74 ppm)を使用した．LA-ICPMS法では，スタンダードと未知試料に共通して均一に含まれる主要元素（同位体）を内部標準としてモニターする．今回もちいたスタンダード試料は測定試料とmatrixが同一であるため，両者のZr信号強度は一定となることが期待される（岩野ほか，印刷中）．今回は^{238}U信号強度を用い，(1)式からウラン濃度(U)を求めた．スタンダードと未知試料の^{238}U測定シグナルの比がその物質中での存在比を保っているとするとその関係は以下の式で表される：

$$U_{true}^{unk} = \frac{U_{obs}^{unk}}{U_{obs}^{std}} \times U_{true}^{std} \qquad (1)$$

ここで，unk，stdはそれぞれサンプルとスタンダードを表し，obs，trueは測定値と真値（または基準値）に対応する．なおU定量の繰り返し精

度は4%（1SD）であった．FT年代値の算出は，Danhara and Iwano (2013) に従い絶対年代較正で行った：

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \ln[\frac{\lambda_D}{\lambda_f} C \frac{\rho_s}{[^{238}U]} + 1] \qquad (2)$$

ここでλ_Dは^{238}Uの全壊変定数(λ_D = 1.55125×10^{-10} y^{-1})，λ_fは^{238}Uの自発核分裂壊変定数（λ_f = 8.5×10^{-17} y^{-1})，ρ_sは自発トラック密度(cm^{-2})，[^{238}U] はLA-ICPMSで求めるウラン濃度(ppm単位)である．Cは11個のパラメータの積で，^{238}Uの質量数（238），アボガドロ数（6.022×10^{23}），ジルコンの密度（4.7 g/cm^3）など物理定数や同位体定数およびトラック長（真値l_f，実測値l_e）が含まれる（Danhara and Iwano, 2013）．

本研究では60粒子を用いてFT年代を求めた（Fig. 3; Table 1）．年代算出の正確さを保証するためにFish Canyon Tuff (28.5 Ma) も同条件で分析した結果，妥当な年代値が得られた（Table 1）．本試料の場合異質粒子の混入の可能性は排除できるが，ウラン濃度の累帯組織，FT計測領域とLA-ICPMSによるU濃度測定領域の面積の違いによる影響から粒子データが若い方にも古いほうにもばらつきが生じていると推定される．今回はIsoplotプログラム(Ludwig, 2008)を利用し，大きく外れる 6粒子を除外して得られた加重平均年代15.8 ± 1.0Ma (2σ) を採用した(Fig. 3B)．今後，ウラン濃度を面積補正した年代や，全粒子を合算したpooled 年代も比較検討していく予定である．

海洋地殻の冷却プロセスと磁化

超高速拡大海嶺で形成された海洋地殻第3層最上部から得られたフィッション・トラック年代（15.8 ± 1.0 Ma）は既知のU-Pb年代（15.04 ± 0.18 Ma）よりやや古いが，誤差の範囲内で一致する．これは海嶺における急速な冷却を示唆し，Maclennan et al. (2005)などの計算結果と整合的である．

一方，GPITによって得られた磁気データ（Teagle et al., 2006）は，海洋地殻第2層の火山岩およびシート状岩脈を構成するドレライトがreverse polarityを示し，逆磁期に固結したことを示唆するのに対して，第3層のはんれい岩は正磁期にblocking温度まで冷却されたことを示唆する．このような海洋地殻の磁化構造の原因としては，1) 孔井が垂直から西へ5度程度傾いている（Fig. 2）ため，C5Br期に形成された上部のより古い地殻から，下部のより新しいC5Bn.2n期に形成された地殻に入った，2) 海洋地殻第3層は冷却するのにより時間がかかるため，同時に形成された地殻でも下位の磁化構造はキュリー点温度まで冷却された時の地磁気に支配される（Kidd, 1977），3) 海嶺拡大時に形成される正断層により，正磁期地殻と逆磁期地殻が併置した，などの影響が考えられる．

第3の可能性については，地震波による地殻構造やコア試料の構造解析から判断されるべきであり，ここでは考察しない．U-Pb年代とFT年代が一致することは，海洋地殻の急速な冷却を示唆し，第1の可能性が大きいことを示唆する．ただし，年代誤差が大きいため，第2の可能性を排除することはできなかった．縞状地磁気異常の形成について精度の良い議論をするためには，年代測定の精度をさらに向上する必要がある．また，より冷却速度が遅いと考えられるモホ面直上の海洋地殻でどの程度の年代差が生じるか，オフィオライトの試料を用いて確かめる必要がある．

まとめ

中期中新世に両側拡大速度220 mm/y の超高速拡大海嶺で形成された，赤道域東太平洋ココスプレート上のIODP 1256D孔（Wilson, 1996）海洋地殻第3層最上部のはんれい岩からジルコンを分離し，15.8 ± 1.0 Maのフィッション・トラック年代をえた．これは誤差の範囲内で既知のU-Pb年代（15.04 ± 0.18 Ma）と一致し，超高速拡大海嶺における海洋地殻第3層最上部までの急速な冷却を示唆する．海洋地殻磁化構造はこのような急激な冷却のもとで形成されたことは明らかである．より精度の良い議論をするためには，年代測定の精度を向上する必要がある．

文献

Alt, J. C., Laverne, C., Coggon, R. M., Teagle, D. A. H., Banerjee, N. R., Morgan, S., Smith-Duque, C., E. and Harris, M., 2010. Subsurface structure of a submarine hydrothermal system in ocean crust formed at the East Pacific Rise, ODP/IODP Site 1256. Geochem. Geophys. Geosyst., 11, doi: 10.1029/2010GC003144.

Grimes, C. B., John, B. E., Cheadle, M. J., Wooden, J. L., 2008. Protracted construction of gabbroic crust at a slow spreading ridge: Constraints from 206Pb/238U zircon ages from Atlantis Massif and IODP Hole U1309D (30_N, MAR). Geochem. Geophys. Geosyst. 9, Q08012, doi:10.1029/2008GC002063.

Danhara, T., Iwano H., 2013. A review of the present state of the absolute calibration for zircon fission track geochronometry using the external detector method. Island Arc 22, 264-279.

Hasebe, N., Barbarand, J., Jarvis, K., Carter, A., Hurford, A. J., 2004. Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS. Chem. Geol., 207, 135-145.

岩野英樹・折橋裕二・檀原徹・平田岳史・小笠原正継，2012．同一ジルコン結晶を用いたフィッション・トラックとU-Pbダブル年代測定法の評価 － 島根県川本花崗閃緑岩中の均質ジルコンを用いて -．地質学雑誌，118，365-375.

岩野英樹・檀原徹・坂田周平・平田岳史．LA-ICPMSによるウラン定量と第四紀ジルコンFT年代測定 – ベトナム産ジルコン メガクリストの例 -．月刊地球 号外「第四紀研究における年代測定法の新展開 － 最近10年間の進展 -．(印刷中)

Kidd, R. G., 1977. A model for the process of formation of the upper oceanic crust. Geophys. J. R. Astr. Soc., 50, 149-183.

木川栄一, 1995. 海洋地殻の磁化 – 海洋地磁気縞状異常の起源について - 地学雑誌，104，381-391.

木川栄一・酒井英夫・工藤智幸，2003．上部マントルの磁化 － オマーンオフィオライトから得られた結果 - 地学雑誌, 112, 720-731.

Ludwig, K. R., 2008. User's manual for Isoplot 3.6. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No.4. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, 77 p.

Maclennan, J., Hulme, T., Singh, S. C., 2005. Cooling of the lower oceanic crust. Geology, 33, 357-360.

Reiners, P. W., 2005. Zircon U-Th/He thermochronmetry. Rev. Mineral. Geochem. 58, 151-179.

Teagle, D. A. H., Alt, J. C., Umino, S., Miyashita, S., Banerjee, N. R., Wilson, D. S., Expediton 309/312 Scientists, 2006. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program volume 309/312, Superfast Spreading Crust 2 and 3. College Station, Texas A&M University, USA. doi:10.2204/iodp.proc.309312.101.2006.

Teagle, D. A. H., Ildefonse, B., Blum, P., and Expediton 335 Scientists, 2012. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program volume 335, Superfast Spreading Rate Crust 4. Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi:10.2204/iodp.proc.335.103.2012.

Wilson, D. S., 1996. Fastest known spreading on the Miocene Cocos-Pacific plate boundary. Geophys. Res. Lett. 23, 3003-3006.

Wilson, D. S. et al., 2006. Drilling to gabbro in intact oceanic crust. Science 312, 1016-1020.

Table 1 Fission track age data for zircon separated from IODP Hole 1256D Unit 85 gabbros

Sample	Mount ID	Grain No.	Ns	Area ($10^{-5}cm^2$)	ρ_s (cm^{-2})	U (ppm)	FT age (Ma)	Error 1σ
1256D (Gabbro1)	Tef.1	1	88	4.5	1.96E+06	151	24.6	2.8
		2	23	1.6	1.44E+06	112	24.5	5.2
		3	13	2.4	5.42E+05	81	12.7	3.6
		4	45	1.6	2.81E+06	315	17.0	2.6
		5	39	2.4	1.63E+06	350	8.9	1.5
		6	18	2.0	9.00E+05	156	11.0	2.6
		7	47	2.4	1.96E+06	219	17.0	2.6
		8	70	1.6	4.38E+06	534	15.6	2.0
		9	12	1.5	8.00E+05	69	22.0	6.4
		10	4	0.8	5.00E+05	65	14.8	7.4
		11	14	2.1	6.67E+05	113	11.2	3.0
		12	16	1.6	1.00E+06	69	27.6	7.0
		13	40	1.6	2.50E+06	279	17.1	2.8
		14	86	1.2	7.17E+06	937	14.6	1.7
		15	15	0.6	2.50E+06	301	15.8	4.1
		16	15	0.6	2.50E+06	132	36.0	9.4
		17	15	0.8	1.88E+06	278	12.8	3.4
		18	13	0.8	1.63E+06	130	23.8	6.7
		19	25	1.8	1.39E+06	126	21.0	4.3
		20	26	2.5	1.04E+06	98	20.3	4.1
		21	5	0.8	6.25E+05	120	9.9	4.4
		22	13	0.9	1.44E+06	69	39.8	11.2
		23	11	0.6	1.83E+06	68	51.4	15.6
		24	27	1.2	2.25E+06	294	14.6	2.9
		25	5	0.9	5.56E+05	69	15.4	6.9
		26	24	1.2	2.00E+06	203	18.7	3.9
		27	15	1.6	9.38E+05	141	12.6	3.3
		28	18	1.2	1.50E+06	101	28.2	6.7
		29	14	1.2	1.17E+06	117	19.1	5.2
		30	20	1.5	1.33E+06	162	15.7	3.6
		31	10	1.0	1.00E+06	121	15.7	5.0
		32	44	1.6	2.75E+06	389	13.5	2.1
		33	6	2.0	3.00E+05	59	9.6	4.0
		34	6	1.2	5.00E+05	77	12.4	5.1
		35	5	0.6	8.33E+05	203	7.8	3.5
	Tef.2	36	11	1.5	7.33E+05	98	14.2	4.3
		37	59	5.6	1.05E+06	137	14.7	2.0
		38	41	5.4	7.59E+05	107	13.6	2.2
		39	33	4.8	6.88E+05	80	16.3	2.9
		40	6	1.2	5.00E+05	40	23.7	9.7
		41	35	4.0	8.75E+05	94	17.8	3.1
		42	35	5.0	7.00E+05	172	7.8	1.4
		43	7	1.2	5.83E+05	49	22.9	8.7
		44	11	0.6	1.83E+06	184	19.0	5.8
		45	19	1.2	1.58E+06	223	13.5	3.1
		46	6	1.6	3.75E+05	54	13.2	5.4
		47	32	2.2	1.45E+06	154	17.9	3.3
		48	40	5.6	7.14E+05	94	14.5	2.4
		49	21	1.8	1.17E+06	86	25.9	5.8
		50	9	1.2	7.50E+05	76	18.8	6.3
		51	9	1.2	7.50E+05	84	17.1	5.7
		52	24	2.1	1.14E+06	107	20.3	4.2
		53	5	0.9	5.56E+05	63	16.8	7.5
		54	27	0.9	3.00E+06	238	24.0	4.7
		55	28	0.8	3.50E+06	209	31.9	6.2
		56	10	0.6	1.67E+06	243	13.1	4.2
		57	18	2.4	7.50E+05	71	20.0	4.8
		58	53	1.8	2.94E+06	319	17.6	2.5
		59	24	2.4	1.00E+06	101	18.8	3.9
		60	19	2.2	8.64E+05	76	21.7	5.1
Age Standard								
Fish Canyon Tuff	87KN	1	171	2.5	6.84E+06	533	24.45	2.1
(28.5M)	120410	2	194	2.5	7.76E+06	452	32.69	2.7
	-8(IS)	3	204	3.0	6.80E+06	445	29.12	2.4
		4	153	4.8	3.19E+06	194	31.24	2.8
		5	369	4.0	9.23E+06	640	27.47	1.8
		6	196	3.2	6.13E+06	307	37.95	3.1
		7	190	2.4	7.92E+06	544	27.71	2.3
		8	210	3.0	7.00E+06	451	29.55	2.4
		9	123	1.5	8.20E+06	569	27.44	2.7
		10	309	4.0	7.73E+06	408	36.07	2.5
		11	384	5.0	7.68E+06	274	53.41	3.5
		12	86	1.6	5.38E+06	431	23.75	2.7
		13	145	3.6	4.03E+06	229	33.45	3.1
		14	129	1.8	7.17E+06	548	24.91	2.4
		15	137	4.0	3.43E+06	341	19.16	1.8

N_s and p_s are the number of tracks and density for spontaneous track count, respectively. Data obtained using an internal surface of zircon crystals and a LA-ICPMS at the Kyoto University with aprture of laser beam ~20 μm. ^{238}U concentration of sample was corrected with a measured value of 74 ppm for 91500 standard zircon used. Age calibration was made by using a decay constant value of 8.5×10^{-17} a^{-1} for ^{238}U spontaneous fission. See details in Danhara and Iwano (2013).