地幔地球化学: 洋岛玄武岩制约

黄士春^{1*}, 郑永飞²

1. Department of Geoscience, University of Nevada, Las Vegas, NV 89152, USA;

2. 中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026

* E-mail: shichun.huang@unlv.edu

收稿日期: 2017-04-24; 接受日期: 2017-08-04; 网络版发表日期: 2017-09-28

美国国家科学基金会项目(编号: NSF EAR-1524387)和国家自然科学基金项目(批准号: 41590620)资助

摘要 对地幔的地球化学研究为理解地球的形成和演化、其内部结构以及地幔动力学提供了重要制约。全地球的成分是通过由地幔岩石与球粒陨石对比所得, 并由此引出了球粒陨石质地球模型。这个模型认为地球难熔元素比例与球粒陨石相同, 但挥发份相对亏损。洋岛玄武岩可能是源于地幔柱深部成因, 进而成为研究深部地球的独特途径。洋岛玄武岩同位素组成变化可用有限几个地幔端元(例如, DMM、EM1、EM2和HIMU)来描述, 由此用来解译重要的地幔过程。地壳物质通过俯冲和拆沉进入深部地幔, 对地幔不均一的形成起到了重要作用。然而, 这些地壳物质如何由部分熔融所提取, 例如洋岛玄武岩成因中贫橄榄石岩石的作用, 仍是热点争论话题。高³He/⁴He地幔的位置和成因仍有争议, 存在从下地幔未演化(或弱演化)的原始物质到浅部成因的高程度演化物质的看法, 后者包括古老熔融残留、弧下镁铁质堆晶和再循环含水矿物。可能存在的核幔相互作用被假定为洋岛玄武岩中诸如放射成因¹⁸⁶Os以及Fe和Ni的富集之类地球化学特征形成的原因。诸如¹⁴²Nd、¹⁸²W和Xe同位素之类的短寿命核素的微小但重要的变化在古老和现代岩石中均有报道, 这暗示地幔必须在地球形成后100Myr内即发生分异, 而且地幔并未被对流所有效均一化。

关键词 地幔结构, 地幔成分, 地壳组分, 壳幔相互作用, 地壳再循环

1 引言

地幔是地球主要组成部分。地幔对流是地球表面塑造的重要内部驱动力。比如, 在洋中脊、岛弧和弧后盆地通过玄武质火山活动产生新的地壳; 而洋壳通过俯冲返回地幔(Hofmann和White, 1982; Stern, 2002; Zheng和Chen, 2016)。这些过程被认为对生命的演化也很重要(例如, Korenaga, 2012; Seager, 2013; Foley, 2015)。例如, 调节环境的碳循环是被板块构造所控制

(Hilton等, 2002; Jarrard, 2003; Dasgupta和Hirschmann, 2010)。变化的环境迫使生命不断进化以适应新的生存环境。大规模火山活动为生命提供了诸如Zn和Cu之类的必需养分(例如, Kelley等, 2002)。通过与太阳系其他星体相比较, 地幔的成分为我们了解早期太阳系的形成和演化提供了重要制约(Anders和Grevesse, 1989; Boyet和Carlson, 2005; Huang和Jacobsen, 2017)。过去十年中, NASA的开普勒天文望远镜找到了许多太阳系外行星, 引领了一个新兴的系外行星领域。对地幔如

中文引用格式: 黄士春, 郑永飞. 2017. 地幔地球化学: 洋岛玄武岩制约. 中国科学: 地球科学, 47: 1125–1152, doi: 10.1360/N072017-0094

英文引用格式: Huang S C, Zheng Y F. 2017. Mantle geochemistry: Insights from ocean island basalts. Science China Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-017-9090-4

何演化至现今状态的彻底了解, 为研究系外行星的内部结构提供了根本制约(Zeng等, 2016).

由于很难直接采集地幔样品, 因此大部分地球化学研究聚焦于地幔的衍生物, 例如大洋和大陆玄武岩(Allègre, 1982; Zindler和Hart, 1986; Hofmann, 1997, 2014; Farmer, 2003). 被大洋和大陆玄武岩所取样的地幔呈现出大的化学和同位素组成变化, 这些变化可以归结于少数端元组分(Zindler和Hart, 1986; Hofmann, 1997, 2014; White, 2015). 大洋玄武岩的地球化学性质图谱清晰地反映了地幔中大尺度的地球化学不均一性. 地幔熔融是硅酸盐地球分异的首要途径. 它与地壳再循环、地幔交代、岩石圈拆沉和地幔对流等一起产生了所观察到的地幔不均一性. 然而地球历史上地幔不均一性产生的原因以及大洋和大陆玄武岩究竟能在多大程度上反映地幔成分仍旧存在争议. 在这篇综述中, 我们试图提供一张目前对地幔认识的更新图像. 相对于洋中脊玄武岩(MORB)来说, 我们更加聚焦于洋岛玄武岩(OIB), 因为后者可能提取到地幔的不

同部分. 表1~3汇总展示了几种形式OIB的主微量元素和Sr-Nd-Hf-Pb同位素组成. 虽然大陆和岛弧玄武岩亦能反映地幔, 但它们都受到浅部地壳组分的严重影响(郑永飞等, 2015; Xu和Zheng, 2017), 在此不予讨论.

2 地球的成分和其与球粒陨石的关系

对穿过地球深部的地震波研究, 以及地球内部天然地震波速与高温高压实验下观察到的地震波速对比揭示了地球的分层结构, 包括金属核、以橄榄石为主的地幔和斜长石为主的地壳(例如, Birch, 1952; Dziewonski和Anderson, 1981). 地球已经高度分异, 那么硅酸盐地球的成分是如何得到的呢? 一般认为地球的形成与球粒陨石形成相关(例如, Patterson, 1956), 因此后者被用来制约硅酸盐地球的成分(例如, Jagoutz等, 1979; Jacobsen和Wasserburg, 1980; Palme和O'Neill, 2014). Jagoutz等(1979)在Al/Si vs. Mg/Si图中发现球粒陨石具有正相关趋势, 而地幔橄榄岩则呈负相关趋势

表1 不同洋岛玄武岩的平均主量元素组成(%)^{a)}

位置	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOT	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
Azores	46.0	2.72	13.5	10.4	11.1	10.3	0.17	1.09	2.64	0.45
Samoa	45.5	3.39	12.2	11.9	10.6	11.3	0.17	1.24	2.58	0.47
Society	45.1	3.17	11.8	11.9	10.6	11.5	0.17	1.38	2.52	0.52
Marquesas	45.3	3.21	12.3	11.8	9.8	10.8	0.18	1.08	2.47	0.45
Mascarene	46.5	2.26	13.7	11.9	10.3	10.5	0.17	0.65	2.51	0.27
Kerguelen	46.6	2.06	14.0	11.4	9.9	10.8	0.18	0.84	2.33	0.32
Pitcairn	46.4	2.95	13.3	11.3	9.6	10.5	0.16	0.80	2.49	0.45
Cook-Austral	43.3	2.71	11.6	12.2	11.8	11.5	0.19	0.95	2.68	0.53
St Helena	44.7	2.57	12.3	11.6	11.3	11.4	0.17	0.79	2.17	0.38
Cape Verde	42.2	3.64	12.1	12.0	12.4	11.6	0.19	1.04	2.57	0.67
Cameroon Line	43.6	3.33	11.9	13.2	10.6	10.7	0.19	1.38	2.84	0.81
Canary	43.6	3.36	11.8	12.2	11.0	11.1	0.18	1.07	2.85	0.69
Madeira	44.3	2.68	13.4	11.6	10.8	10.9	0.19	0.84	2.68	0.56
Selvagen	43.0	2.34	12.9	10.7	11.1	10.6	0.19	0.94	2.95	0.78
Comoros	43.7	2.44	12.1	10.3	11.7	11.3	0.20	1.01	2.90	0.56
Iceland	48.0	1.32	15.0	10.5	12.3	9.9	0.18	0.19	1.88	0.14
Galapagos	47.7	1.69	15.4	9.9	11.3	10.3	0.16	0.40	2.58	0.20
Hawaii	48.1	2.33	12.6	11.5	10.5	10.5	0.18	0.51	2.26	0.30
MORB	50.5	1.68	14.7	10.4	11.4	7.6	0.18	0.16	2.79	0.18

a) 为使得分离结晶作用最小化, 仅采用8%<MgO<16%的样品, MORB 数据引自Gale等(2013), OIB数据来自GeoRoc数据库

表 2 不同洋岛玄武岩的平均微量元素组成(ppm)

位置	Sc	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr
Azores	28.6	265	505	198	65	93	18.8	25.4	555	25.4	209	43.2	360	31.5	65.6	7.9
Samoa	27.8	285	550	301	73	120	20.1	33.8	543	26.8	221	44.8	365	36.8	73.9	8.7
Society	23.3	263	494	315	69	129	18.6	33.6	665	28.5	276	41.5	442	37.5	83.5	10.6
Marquesas	23.7	285	503	301	59	115	20.6	27.8	597	39.3	259	40.1	328	36.0	72.6	11.0
Mascarene	28.0	267	437	286	86	104	19.3	14.1	354	25.6	147	19.8	169	16.8	36.1	4.7
Kerguelen	27.9	205	455	244	67	97	18.1	19.6	427	20.7	148	22.0	280	20.0	43.5	6.1
Pitcairn	23.5	239	377	234	58	111	19.7	15.5	483	26.2	229	28.8	216	27.1	59.1	7.7
Cook-Austral	30.4	268	513	248	87	117	17.7	23.8	663	25.4	217	52.7	396	40.4	82.2	8.8
St Helena	35.1	237	566	251	70	93		14.5	460	22.0	185	40.5	228	28.1	59.7	7.0
Cape Verde	27.9	325	526	256	67	119	20.0	24.2	824	27.7	262	66.4	604	46.6	93.3	12.3
Cameroon Line	26.1	275	414	282	51	123		34.4	848	31.0	302	59.8	566	54.8	113.3	
Canary	29.3	299	502	277	93	114	20.4	22.5	747	27.1	264	58.3	401	56.6	96.0	13.6
Madeira	29.7	315	540	239	67	101	18.6	19.4	606	28.4	225	48.2	282	38.0	77.2	9.4
Selvagen		248	415	307		117	17.9	19.9	795	26.5	202	61.4	479	53.5	106.9	12.1
Comoros	27.6	256	507	283	77	105	18.5	32.0	641	27.2	193	61.3	570	50.6	94.2	11.1
Iceland	40.4	276	477	192	119	81	14.9	6.2	170	20.8	72	9.7	54	6.2	15.1	2.1
Galapagos	33.7	250	509	243	86	81	18.7	8.2	316	24.1	116	14.2	115	10.0	22.1	2.8
Hawaii	27.8	273	556	299	93	117	18.4	10.6	423	25.3	144	20.0	234	18.0	38.0	5.1
MORB	39.8	309	249	92	74	91	17.5	2.88	129	36.8	117	5.24	29.2	5.21	14.9	2.24
位置	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
Azores	34.2	7.19	2.33	6.56	0.95	5.17	0.91	2.38	0.324	1.99	0.275	4.91	2.83	2.43	3.24	0.99
Samoa	37.2	8.16	2.58	7.52	1.07	5.79	1.01	2.44	0.308	1.79	0.253	5.60	2.94	3.45	4.34	1.02
Society	45.7	9.29	3.06	8.34	1.13	6.04	0.99	2.45	0.320	1.82	0.258	6.66	2.63	3.88	5.14	1.40
Marquesas	41.9	9.12	2.92	9.58	1.24	7.62	1.28	3.55	0.958	2.37	0.322	6.03	2.89	5.00	4.27	1.01
Mascarene	21.0	4.96	1.69	5.20	0.82	4.65	0.88	2.30	0.304	1.90	0.275	3.59	1.16	2.08	2.03	0.46
Kerguelen	23.2	4.96	1.66	4.99	0.72	4.27	0.81	2.11	0.249	1.67	0.237	3.57	1.53	1.77	2.48	0.46
Pitcairn	31.5	7.25	2.29	6.65	0.93	5.26	0.92	2.47	0.328	1.85	0.256	5.37	2.16	2.85	2.81	0.70
Cook-Austral	39.4	7.75	2.49	6.71	1.02	5.18	0.90	2.33	0.284	1.72	0.245	4.95	3.08	2.75	4.90	1.12
St Helena	29.9	6.26	2.05	5.91	0.87	4.59	0.85	2.21	0.284	1.73	0.242	4.50	2.38	1.49	3.06	0.85
Cape Verde	48.3	10.0	3.16	8.73	1.23	5.93	1.02	2.51	0.323	1.88	0.264	6.78	4.73	2.23	4.19	1.29
Cameroon Line	55.9	11.9												3.19	6.89	1.47
Canary	49.0	10.3	3.17	9.10	1.21	6.07	1.04	2.52	0.317	1.86	0.251	5.63	3.39	3.34	5.78	1.28
Madeira	38.4	7.90	2.55	7.65	1.07	5.98	1.11	2.83	0.363	2.08	0.297	5.39	2.81	1.90	3.79	0.98
Selvagen	45.4	8.88	2.67	7.74	1.23	5.46	0.95	2.35	0.286	1.75	0.240	4.72	3.33	3.31	5.62	6.71
Comoros	40.9	7.98	2.45	7.03	0.99	5.24	0.93	2.37	0.340	1.87	0.266	4.51	3.94	3.53	6.26	1.30
Iceland	9.8	2.70	1.01	3.21	0.55	3.40	0.70	1.99	0.293	1.89	0.288	2.22	0.79	0.93	0.64	0.23
Galapagos	12.9	3.57	1.29	4.14	0.70	4.28	0.89	2.42	0.349	2.13	0.330	2.49	1.04	1.24	0.96	0.22
Hawaii	23.1	5.82	1.96	5.84	0.88	4.93	0.91	2.29	0.308	1.81	0.257	3.52	1.43	1.46	1.61	0.41
MORB	12.0	3.82	1.36	4.99	0.90	6.08	1.28	3.79		3.63	0.53	2.79	0.34	0.57	0.404	0.119

表 3 不同洋岛玄武岩的平均Sr-Nd-Hf-Pb同位素组成

位置	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf
Azores	0.512884	0.703771	19.642	15.629	39.363	0.282969
Samoa	0.512749	0.705603	18.995	15.603	39.184	0.282938
Society	0.512793	0.704616	19.077	15.585	38.792	0.282952
Marquesas	0.512841	0.704201	19.220	15.582	39.067	0.282992
Mascarene	0.512884	0.703929	18.854	15.584	38.923	0.283056
Kerguelen	0.512678	0.705326	18.333	15.541	38.831	0.282865
Pitcairn	0.512764	0.703948	18.512	15.528	38.954	0.282939
Cook-Austral	0.512839	0.703311	20.267	15.692	39.739	0.282916
St Helena	0.512901	0.702884	20.625	15.757	39.947	0.282885
Cape Verde	0.512836	0.703336	19.429	15.589	39.118	0.282923
Cameroon Line	0.512904	0.703271	19.427	15.637	39.275	0.282930
Canary	0.512911	0.703144	19.483	15.587	39.255	0.283002
Madeira	0.513068	0.702819	19.192	15.539	38.856	0.283251
Selvagen	0.512917	0.703105	19.460	15.575	39.263	0.283035
Comoros	0.512816	0.703421	19.478	15.599	39.333	
Iceland	0.513044	0.703178	18.451	15.464	38.093	0.283198
Galapagos	0.513006	0.703142	19.030	15.563	38.656	0.283108
Hawaii	0.512974	0.703548	18.260	15.463	37.946	0.283096
MORB	0.513074	0.702819	18.412	15.515	38.100	0.283164

(图1). 在星云凝聚和蒸发过程中, Mg和Al相较Si更难熔(例如, Lodders, 2003; Palme等, 2014), 因此球粒陨石Al/Si vs. Mg/Si的正相关趋势反映了“宇宙化学分异”(Jagoutz等, 1979). 与此相反, Drake和Righter(2002)将这个趋势称为“不明趋势”. 地幔橄榄岩Al/Si vs. Mg/Si的负相关趋势反映了部分熔融效应, 因为地幔熔融时Al比Mg更不相容(例如, Kushiro, 2001). 硅酸盐地球的化学成分被认为是在两条趋势线的交点处(Jagoutz等, 1979), 地球的难熔元素型式则与球粒陨石相似(Jacobsen和Wasserburg, 1980; Sun, 1982; McDonough和Sun, 1995). 这就是所谓的球粒陨石地球模型. 应该指出, 这个模型并不认为硅酸盐地球具有平均球粒陨石组成. 数十年前已经得知, 硅酸盐地球相对球粒陨石亏损诸如K之类的挥发份(例如图2).

虽然从化学成分上看来, 碳质球粒陨石与硅酸盐地球最接近(例如图1), 但是它们在大多数元素的同位素组成上显著不同. 例如在三氧同位素图解上, 顽火辉石球粒陨石具有与地球基本相同的氧同位素组成

图 1 球粒陨石和橄榄岩Al/Si vs. Mg/Si图
球粒陨石数据据Nittler等(2004)综合, 地球橄榄岩数据据GeoRoc数据库, 全硅酸盐地球(BSE)数据估计自McDonough和Sun(1995)

图2 CI型球粒陨石成分(McDonough和Sun, 1995)标准化后的全硅酸盐地球组成与具有太阳成分的星云在 10^{-4} bar压力下50%凝结温度(Lodders, 2003)关系

(图3), 但是碳质球粒陨石就与地球大不相同(Clayton, 2003). 实际上相对于地球, 碳质球粒陨石在许多元素上都表现出核合成异常, 例如 ^{26}Al (Lee等, 1976)、Ca(Lee等, 1978; Jungck等, 1984; Simon等, 2009; Chen等, 2011; Dauphas等, 2014; Huang和Jacobsen, 2017)、Ti(Niederer等, 1985; Zhang等, 2012)、Mo(Yin等, 2002)和Os(Brandon等, 2005). 这些可能与其中大量的富Ca-Al包裹体有关(例如, Niederer和Papanastassiou, 1984; Huang等, 2012). 因此, 碳质球粒陨石为硅酸盐地球化学成分提供了很好制约, 但并不适合为地球的同位素组成提供制约.

最近对非球粒陨石地球模型的讨论(Boyett和Carlson, 2005; Campbell和O'Neill, 2012)实际上源自于使用碳质球粒陨石作为硅酸盐地球同位素组成的参照物. Boyett和Carlson(2005)发现, 碳质球粒陨石的 $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 相对地球样品低20ppm(图4). 由于 ^{146}Sm 的半衰期只有68或者103 Myr, ^{142}Nd 属于绝灭短寿命衰变产物(Meissner等, 1987; Kinoshita等, 2012), 因此这种差别可以被解释为: (1) 早期太阳系中核合成 ^{146}Sm 或 ^{142}Nd 的异常变化(例如, Ranen和Jacobsen, 2006; Andreasen和Sharma, 2006; Huang等, 2013); (2) 硅酸盐地球和球粒陨石的Sm/Nd比值不同(例如, Caro等, 2008; Caro和Bourdon, 2010; Jackson等, 2010; Jackson和Carlson, 2011; Jackson和Jellinek, 2013; Zhang, 2014; Jellinek和Jackson, 2015); (3) 硅酸盐地球具有球粒陨石Sm/Nd比值, 但是地球的一部分由于早期形成的储库(现隐藏或已丢失)而具有

图3 三氧同位素图

数据来源: Clayton等(1991)、Clayton和Mayeda(1999)和Newton等(2000)

较高的Sm/Nd比值(例如, Boyett和Carlson, 2005; Campbell和O'Neill, 2012). 地球和球粒陨石在 ^{142}Nd 丰度上差异的原因以及这种差异对硅酸盐地球同位素组成的影响, 是过去十年内地幔地球化学的最大争论之一.

随后对球粒陨石的研究展示出了大的核合成异常(图4), 大多数情况下碳质球粒陨石相对地球有着最大的核合成异常(例如, Bouvier和Boyett, 2016; Burkhardt等, 2016). 一个类似的例子是20世纪70年代对球粒陨石的氧同位素研究(图3). 地球和顽火辉石球粒陨石之间的 $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 很相似, 而地球和碳质球粒陨石之间20ppm的 $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 差异反映了核合成异常: 地球上包括 ^{142}Nd 和 ^{144}Sm 在内的s过程核素比例偏高(例如, Gannoun等, 2011; Bouvier和Boyett, 2016; Burkhardt等, 2016). Gale等(2013)重新计算了全球平均MORB的成分, 认为MORB源区Sm/Nd和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值覆盖了在超球粒陨石地球模型中得到的硅酸盐地球值(Jackson等, 2010; Jackson和Carlson, 2011; Jackson和Jellinek, 2013; Jellinek和Jackson, 2015)或作为地球组成的EDR(早期亏损储库)值(Boyett和Carlson, 2005). 因此在超球粒陨石地球模型中, 大陆地壳与大洋上地幔再成分上无互补关系(Gale等, 2013). Huang等(2013)采用已发表的同位素稀释法Sm-Nd含量数据构造了壳幔 ^{147}Sm - ^{143}Nd 体系, 质量平衡计算结果得到硅酸盐地球或者是地球可见部分具有球粒陨石Sm/Nd比值, 与球

图4 球粒陨石 $\epsilon^{142}\text{Nd}$ vs. $\epsilon^{144}\text{Sm}$ 、 $\epsilon^{148}\text{Nd}$ 和 $\epsilon^{135}\text{Ba}$ 图

数据来源: Boyet和Carlson(2005)、Andreasen和Sharma(2006)、Carlson等(2007)、Gannoun等(2011)和Burkhardt等(2016)

粒陨石同位素研究一致。

3 地幔结构: 分层对流与全地幔对流

地震波研究表明, 地球有一个由核、幔和壳组成

的层状结构(Dziewonski和Anderson, 1981)。地幔中存在深度为410和660km两个全球性的地震波不连续面, 这两个界面分别与橄榄石到瓦兹利石以及林伍德石到布里基曼石和方镁石的相变有关。660km不连续面曾被看作是全地幔对流的一道屏障, 上下地幔以660km不连续面为界表现为相对隔离的对流单元, 这个分层对流模型在20世纪颇为流行(图5a)。然而, 地震研究观察到某些板块可以穿过660km不连续面(van der Hilst等, 1997), 对这种传统的地幔分层对流模型提出了挑战。全地幔对流模型则允许穿越660km不连续面的物质交换(图5b)。在混合对流模型中(图5c), 上下地幔对流速率不同, 而物质在上下地幔之间的交换是有限的(Gonnermann和Mukhopadhyay, 2009)。

Bercovici和Karato(2003)提出, 地幔过渡带由于脱水熔融而成为水和其他高度不相容元素过滤器的假说。地幔过渡带矿物, 例如瓦兹利石和林伍德石, 相对上地幔矿物橄榄石和下地幔矿物布里基曼石和方镁石具有高得多的水溶解度。这样当上涌地幔流穿过410km边界时, 由于橄榄石具有低得多的水溶解度, 溶解在瓦兹利石中的水会变成自由相, 从而引发地幔的脱水熔融。同理, 当向下对流的地幔穿过660km边界时, 林伍德石相变为布里基曼石和方镁石亦会触发脱水熔融(Schmandt等, 2014)。净效应就是地幔无论上涌还是向下对流穿过地幔过渡带, 都会经历脱水熔融, 这会使脱离过渡带的地幔亏损水和其他高度不相容元素。因此即使在全地幔对流情况下, 上下地幔依然可以有不同成分, 而地幔过渡带则富水。

自Gast等(1964)起, 就已观察到大洋玄武岩同位素的不均一性。Hart(1971)发现MORB和OIB的K/Rb和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值不同。例如, 即使MORB和OIB有很大一部分重叠, 相对于OIB, MORB的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 偏低、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 偏高而且变化小(图6)。MORB相对于OIB亏损诸如大离子亲石元素(LILE)和轻稀土(LREE)之类的高度不相容元素。最近对稀有气体Ne和Xe同位素的高精度测试数据亦表明MORB和OIB存在差别(Mukhopadhyay, 2012)。MORB和OIB的同位素组成差别显然要求地幔源区不同(例如, Zindler和Hart, 1986; Hofmann, 1997); 然而MORB和OIB源区的位置却无法由地球化学数据所确定。地幔分层对流模型被用来解释MORB和OIB之间所观察到的地球化学差异(图6)。源自Wilson(1963)

图 5 地幔对流卡通图

(a) 分层地幔对流; (b) 全地幔对流; (c) 混合对流模式: 上下地幔独立但两者之间存在有限的物质交换

图 6 大洋玄武岩Sr-Nd-Pb同位素组成

数据来源: GeoRoc和PeTDB数据库

的地幔柱假说(Morgan, 1971)被用来解释诸如夏威夷之类地幔热点轨迹上的年龄渐进现象. 在这个假说下, OIB产自660km不连续面甚至核幔边界上升的特定地幔物质的部分熔融(Morgan, 1971), 其中包含俯冲洋壳(例如, Hofmann和White, 1982).

地幔柱具有下地幔来源假说一开始被用来解释相对固定的热点(Morgan, 1971). 然而, 热点在地球历史上是移动的. 例如Tarduno等(2003)测定了夏威夷火山-天皇海岭熔岩的古纬度, 发现夏威夷热点在81~47Ma以 40mm a^{-1} 的速度快速向南移动(不过, Gordon和Morgan, 2016得出了不同的认识). 即便如此, 在深部地幔柱假说下, OIB源区位于深部下地幔, 而MORB是取自浅部上地幔. 因此OIB和MORB之间的同位素差异被解释为反映了上下地幔之间的成分差异. 在此假说中, 上下地幔在地球历史中保持着相对独立, 即使存在物质交换也是非常有限的. 举例来说, 现在全球热点流量据估计为 50Mg s^{-1} (Sleep, 1990). 如果这个流量在地球历史上保持一致, 那么下地幔向上地幔输送的物质总和为 $7\times 10^{21}\text{kg}$, 这相对于地球质量($6\times 10^{24}\text{kg}$)来说微不足道. 然而从全地幔对流的视角来说, 地球历史上上下地幔之间的物质交换量可能是不可忽视的.

历史上玄武岩 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值为支持地幔柱模型扮演了重要角色(图7). 地球形成之后, 地球上只有 ^4He 会由 α 衰变(大多来自U和Th)产生. 由于He是一种惰性气体, 而且其在部分熔融时高度不相容, 任何地幔过程都会降低He/(U+Th)比值, 并随时间积累导致低 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值. 因此原始的或者弱去气的地幔 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值会高. 早期工作发现一些OIB具有比MORB高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值(例如, Kurz等, 1982), 这被用来说明作为OIB源区的地幔柱存在于原始或弱去气的下地幔. 与这个解释相一致, Lee等(2010)认为产生于地球历史早期(35亿年以前)的未去气岩浆也具有高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值, 而这些未去气岩浆由于其高密度而聚集在核幔边界上. 这些物质可能进入到OIB的源区. 然而后期的研究显示, OIB的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 变化范围大于MORB(图7), 从低于MORB平均值变到高于MORB平均值(例如, Barfod等, 1999). 最近Jackson等(2017)认为, 高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 地幔可能密度更大, 因此其会独立于对流地幔并保持其不同的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 特征.

另一方面, Parman等(2005)认为部分熔融过程中He会比U和Th更相容, 继而熔融残留体会具有高He/(U+

图7 大洋玄武岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^3\text{He}/^4\text{He}$ 图

数据据Huang等(2013)综合自GeoRoc数据库. Baffin岛一些苦橄岩 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 高达50(Stuart等, 2003); 然而由于缺乏Pb同位素数据, 这些样品未投图

Th)比值, 即便其He含量低. 如果熔融残留体是古老的, 其应会有高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比值. 沿着这种思路, Jackson等(2013)发现稀有气体在存在巨大A位空位的角闪石中溶解度相当高. 俯冲地壳岩石一般富集类似于角闪石的具有巨大A位空位的含水矿物, 因此也应该具有高He/(U+Th). 由于含水矿物在深俯冲带中是亚稳定的(郑永飞等, 2016), 其有可能将再循环稀有气体带入深部地幔. 作为另一种假说, 大陆增生时在火山弧下面形成的含硫化物的堆晶也可能具有高的He/(U+Th)值, 这是因为He可溶于硫化物中(Huang等, 2014). 如果这些物质于地球历史早期形成, 其也应具有高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$. 这个可选解释暗示高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 地幔源区应该亏损稀有气体, 与高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 地幔源区可能比MORB源区富集稀有气体的假说不同(Mukhopadhyay, 2012; Tucker和Mukhopadhyay, 2014). 综上所述, 高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 不能成为下地幔来源的一个鉴别标志.

上地幔被MORB很好地取样, 因此其成分也被很好地制约(Salters和Stracke, 2004; Workman和Hart, 2005; Gale等, 2013; Dalton等, 2014). 如果陆壳在成分上与上

地幔互补(Hofmann, 1988), 那么也能估计出上地幔的量. 举例来说, 上地幔和陆壳的 ^{147}Sm - ^{143}Nd 体系显示出只有25%的地幔通过部分熔融产生了陆壳(图8), 这个量稍低于660km不连续面上的上地幔, 而剩下的则保持原始状态或未演化(Caro和Bourdon, 2010). 这种情况下, 如果上下地幔在地球历史上保持相对独立, 例如在地幔分层对流模型中, 或者在穿过660km不连续面的物质流有限的混合对流模型中, 则它们会具有不同的地球化学组成(图5)(Gonnermann和Mukhopadhyay, 2009). 而且陆源物质会随俯冲和岩石圈拆沉而进入地幔(Armstrong, 1968; Anderson, 2005; Jackson等, 2007; Cabral等, 2013), 因为俯冲地壳物质可能会在地幔底部或660km不连续面上堆积, 这会使质量平衡过程复杂化. 这种情况下基于现今大陆所估计的应是亏损地幔量的最小值(图8). 基于此, 认识大陆增生的历史(例如, Jacobsen, 1988; Hawkesworth等, 2016; Tang等, 2016)对于理解地幔结构来说非常重要.

基于下地幔S波速与根据布里基曼石和铁方镁石S波速的实验测定得到的模型结果的比较, 认为下地幔可能比上地幔富硅(Murakami等, 2012). 这个结论部分程度上受到Javoy等(2010)基于地球和顽火辉石球粒陨石同位素组成相似性提出的所谓“顽火辉石球粒

陨石质地球”模型的青睐(图3). 这个模型认为, 地球是由顽火辉石球粒陨石所组成. 不过顽火辉石球粒陨石相对于地球上地幔过于富硅(图1). 如果下地幔相对富硅, 这可能解决“顽火辉石球粒陨石质地球”模型中硅的问题. Zhang等(2013)应用第一性原理计算来探索下地幔条件下布里基曼石(MgSiO_3)的弹性特征, 他们发现计算出的剪切模量低于Murakami等(2012)所报道的值. Hyung等(2016)注意到Murakami等(2012)模型计算中未考虑Al和Ca. Al影响到布里基曼石和铁方镁石之间的Fe-Mg交换, Ca要求下地幔P-T条件中存在含Ca的钙钛矿. 如果将这些元素考虑进来, 用上地幔组成就能重建下地幔S波速结构(Zhang等, 2013; Hyung等, 2016). 这样上下地幔就拥有一致的主量元素组成. 这个结果更倾向于全地幔对流模型而不是地幔分层对流模型.

4 地幔不均一性: 放射成因同位素及其与主微量元素之间的关系

MORB和OIB的放射成因Sr、Nd、Pb、Hf和He同位素是不均一的(图6), 对这种不均一的记录最早可追溯至Gast等(1964). 这个话题已经被广泛讨论了50年(参见Zindler和Hart (1986)、Hofmann (1997)、Stracke等(2005)和White (2015)的综述). Zindler和Hart(1986)主张大洋岩石圈Sr、Nd、Pb、Hf和He同位素的变化可能由数个地幔端元例如高 μ (HIMU, $\mu=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)、富集地幔I(EM1)、富集地幔II(EM2)和亏损MORB地幔(DMM)导致(图6). 另外大洋玄武岩显示出的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的高度相关性趋势被称为“地球趋势线”(参见Vervoort等, 1999, 2011中的图1); 因此 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 自身并不决定地幔端元. 然而, 任何相对地球趋势线的偏离为源区组成提供了重要的制约(例如, Blichert-Toft等, 1999; Bizimis等, 2005; Salters等, 2011).

HIMU代表大洋玄武岩地幔源区中高U/Pb组分, 因为其以高 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为特征(图6). 它亦表现出比亏损MORB略高的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 并落于Nd-Sr相关线之下(图6a, Zindler和Hart, 1986; Hauri和Hart, 1993). 这种组分一般认为代表了先前在大洋中脊通过海水热液蚀变获得诸如K、Rb、U和Pb之类水溶性元素的再循环蚀变玄武质洋壳(Zindler等, 1982; Chauvel等, 1992; Hofmann, 1997; Hanyu等, 2011). Parai等(2009)赞成这种观点, 他

图8 三储库模式下亏损地幔比例随全球 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 变化图
在这个模式下亏损地幔是与陆壳互补. 球粒陨石质地球模型下, 全球 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$, 此时为产生陆壳需要25%的地幔亏损. 超球粒陨石质地球模型下, 全球 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.5130$, 此时为产生陆壳需要整个地幔均亏损. 模型计算输入参数为: $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.51309$ (Huang等, 2013); $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CC}}=0.51177$ (Jacobsen, 1988); $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{PM}}=0.512638$ (Jacobsen和Wasserburg, 1984); $[\text{Nd}]_{\text{CC}}=20\text{ppm}$ (Rudnick和Gao, 2003); $[\text{Nd}]_{\text{PM}}=1.189$ (Hofmann, 1988).

们发现Cook-Austral群岛 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}>20$ 的HIMU熔岩具有低 $^3\text{He}/^4\text{He}(<10\text{R}/\text{Ra})$, 与地幔源区中古老含U物质的加入相吻合. 由于蚀变大洋玄武岩相对富U, 它们可以产生高U熔体, 因为U是不相容元素. 因此, HIMU反映了形成俯冲玄武质洋壳的地壳信息.

不过, MORB的Pb同位素不存在向HIMU演化的趋势, 因此HIMU并不是由大多数MORB混合得到的端元(Hofmann, 1997; Stracke, 2012). 然而, 这可能是由新鲜MORB中极低的Pb含量所致. 相反, 蚀变MORB从海水热液流体中获取Pb和其他水溶性元素. 虽然水溶性微量元素会在俯冲变质脱水过程中丢失, 由MORB转化而来的榴辉岩的Pb含量仍然比新鲜MORB高. 更重要的是, 榴辉岩低程度部分熔融使得其产生的熔体Pb含量再次升高. 这种熔体会与橄榄岩发生化学反应生成贫橄榄石辉石岩(贫硅), 后者可能是HIMU型玄武岩的地幔源区.

另一方面, Cook-Austral群岛中Mangaia和Tubuai上的HIMU型玄武岩中橄榄石斑晶的微量元素暗示其地幔源区主要为受俯冲相关碳酸岩交代的陆下岩石圈地幔(Weiss等, 2016). 由此看来, 俯冲相关的碳酸岩相对富U, 这与U相对橄榄岩更易进入碳酸岩质熔体一致(Dasgupta等, 2009). 这个模型也与HIMU熔岩相对低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相吻合(图6). 正如Weiss等(2016)一文中的图2所示, 预计的HIMU型地幔源区是一种亏损橄榄岩和碳酸岩交代橄榄岩的混合物, 它具有与原始地幔类似的Rb/Sr比值.

EM1和EM2是大洋玄武岩地幔源区中的两个富集端元. 它们被认为含有诸如远洋和陆源沉积物、大洋和大陆岩浆岩以及变质麻粒岩之类的地壳组分(例如, Zindler和Hart, 1986; Weaver, 1991; Hofmann, 1997; Blichert-Toft等, 1999). EM1信号一般与洋壳岩浆岩和古老下地壳有关. 例如下地壳主要由低U/Pb、Th/Pb和Sm/Nd的麻粒岩组成(例如, Mansur等, 2014), 这些低的元素比值是由斜长石和单斜辉石堆晶所致. 如果下地壳是古老的, 那么其熔融残余就会具有低放射成因Pb和Nd同位素比值. 如果这种残余通过拆沉进入地幔源区, 那么形成的OIB会具有类似EM1的Pb和Nd同位素组成(图6c; Frey等, 2016). EM2信号与大陆上地壳和陆源沉积物有关. Jackson等(2007)发现Samoa的EM2型熔岩具有极高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(>0.72)$ 和低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 这为古老陆壳再循环进入地幔源区提供了强有力的

证据.

DMM代表了大洋玄武岩地幔源区中的亏损组分. 它以MORB中的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 为特征(图6). 然而, OIB中的DMM组分是否与正常MORB中的DMM组分完全一致仍然不明. 举例来说, Blichert-Toft和White(2001)基于地球化学相似性认为Galapagos熔岩的亏损组分是正常MORB地幔. 相反, Fitton等(1997, 2003)认为冰岛亏损熔岩 ϵ_{Hf} 在给定的 ϵ_{Nd} 下高于正常MORB, 并且Nb也比MORB富集, 因此这种熔岩应含有非MORB型亏损组分; Chauvel和Hémond(2000)亦持此观点. Regelous等(2003)和Frey等(2005)根据高精度Pb同位素数据认为, 夏威夷熔岩中的亏损组分与MORB无关. 东印度洋Ninetyeast洋脊OIB中亏损组分被认为是包含石榴石和单斜辉石的古老熔融残余, 与现代MORB无关(Frey等, 2015). 根据给定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 下的高放射成因 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, 再循环古老熔融残余被认为在形成夏威夷再生阶段熔岩/包体(Bizimis等, 2005, 2013)和OIB(Salters等, 2011)中的亏损组分的形成中发挥了重要作用. 由此地壳和地幔岩石中显著的熔体提取亦对大洋玄武岩的同位素亏损信号有所贡献.

Hart等(1992)提出FOZO是大洋玄武岩地幔源区中普遍存在的组分, 它以高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值为特征. 它等同于Farley等(1992)提出的PHEM(原始He地幔)、Hanan和Graham(1996)提出的C和Wörner等(1986)提出的PREMA(普遍地幔). 具体来说, FOZO是一种模式组分而不是大多数OIB和MORB趋势上的端元(Stracke等, 2005). 其高 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 被假定源自一个弱演化地幔源区, 这与其高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\epsilon_{\text{Nd}}=7)$, 相吻合(Jackson和Carlson, 2011). 如果地球具有超球粒陨石值的Sm/Nd比值, 例如由地球和碳质球粒陨石间20ppm的 $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 差距所估计出的相对球粒陨石高~6%的Sm/Nd(Boyet和Carlson, 2005), 那么原始地幔 ϵ_{Nd} 应为+7, 比球粒陨石质地球值更亏损. 因此FOZO可以代表未演化的原始地幔(Jackson等, 2010; Jackson和Carlson, 2011). 然而如同第2章所述, 硅酸盐地球是具有球粒陨石值Sm/Nd比值的.

不同地幔端元的主微量元素亦不同(图9和10). Jackson和Dasgupta(2008)的研究说明, 在校正了橄榄石分离结晶作用后, OIB玄武岩的主量元素与同位素组成呈线性相关, 其中HIMU位于低 SiO_2 、高CaO(图9)端元; 以Koolau的Makapuu阶段熔岩所代表的EM1

图9 OIB平均化学成分与同位素组成相关图

OIB样品与图6相同. 为使分离结晶作用最小化, 仅采用 $8\% < \text{MgO} < 16\%$ 的样品. 数据来源: GeoRo数据库

图 10 OIB平均原始地幔均一化微量元素型式

为使得分离结晶作用最小化, 仅采用8%<MgO<16%的样品. 数据源自GeoRoc数据库和表2. MORB平均值据Gale等(2013)

则位于高SiO₂、低CaO/Al₂O₃(图9)端元. EM型OIB常以高K₂O为特征. Dasgupta等(2010)对比了实验得到的榴辉岩/辉石岩的部分熔体, 认为碳酸盐化贫硅榴辉岩对HIMU型熔岩有贡献(Kogiso等, 2003), 而无挥发份硅过剩榴辉岩对EM1型熔岩有贡献(例如, Hauri, 1996; Lassiter和Hauri, 1998; Huang和Frey, 2005; Sobolev等, 2005, 2007; Herzberg, 2006; Herzberg等, 2014). 由实验岩石学研究可知, 硅过剩榴辉岩和辉石岩部分熔融只能产生安山质至英安质熔体, 而玄武质熔体是由诸如橄榄岩、硅不饱和辉石岩和角闪石岩之类的超镁铁质岩石部分熔融产生. 富硅熔体被认为会在喷发前与橄榄岩产生的苦橄质熔体在岩浆房混合(例如, Hauri, 1996; Jackson等, 2012), 或与橄榄岩反应形成饱满富集橄榄岩(Herzberg等, 2014)至无橄榄石辉石岩(Sobolev等, 2005, 2007).

图10展示了OIB的原始地幔微量元素标准化型式. 为了使分离结晶作用效应最小化, 仅采用8%<MgO<16%的熔岩. 与MORB中中等不相容元素最

富集不同, OIB中高度不相容元素最富集, 暗示OIB地幔源区中地壳组分的作用(Hofmann, 1988). 所有OIB中高度不相容元素含量的变化幅度可达10倍, 而HREE-V-Sc仅为不到2倍. 在石榴石中相容的HREE-V-Sc出现有限的变化, 暗示地幔熔融产生OIB应发生在石榴石稳定域内(例如, Hofmann等, 1984). 另一种看法认为, OIB的地幔源区可以由亏损MORB地幔橄榄岩与俯冲洋壳在石榴石稳定域内部分熔融产生的长英质熔体之间发生交代反应而生成(郑永飞等, 2015), 这种熔体富集高度不相容元素、亏损HREE-V-Sc. 这是对地幔的一种地壳交代作用(Frey和Green, 1974; Zheng, 2012). 最近Xu等(2017)和Xu和Zheng(2017)应用这种模型对类OIB大陆玄武岩形成中的地球化学平衡进行了定量模拟.

在原始地幔标准化图上(图10), 所有OIB具有U和Pb的负异常. 重要的是, 一般来说OIB中Nb/U和Ce/Pb与⁸⁷Sr/⁸⁶Sr负相关, 其中EM型OIB确定了低Nb/U和Ce/Pb和高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr端元(图9). 这被认为是古老陆壳

组分对EM型地幔源区的贡献(例如, Hofmann等, 1986; Hofmann, 1997; Jackson等, 2007; Sun等, 2008), 因为陆壳Nb/U和Ce/Pb比值低(Rudnick和Gao, 2003). HIMU型熔岩趋向于具有高含量高不相容元素, 因此形成了图10中陡的图形. 这在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. Th图中有更好的体现. 图中OIB平均值构成了正相关趋势(图9). 这可能反映了HIMU型熔岩地幔源区中有不止一种再循环地壳组分. OIB平均值Rb/Sr vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 呈正相关关系(图9f), 表明EM型地幔源区Rb/Sr高. EM型OIB经常伴有高 K_2O 和Rb/Sr(Jackson和Dasgupta, 2008), 与其地幔源区含有再循环陆源物质相吻合(例如, Weaver, 1991). 如果将Rb/Sr vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的正相关关系看成等时线, 则会得到 $(1.44 \pm 0.65)\text{Ga}$ 的年龄. 有趣的是, 如果将Pb-Pb同位素图解上OIB趋势也看成等时线的话(图6b), 亦会得到大约2.0Ga的年龄. 一般将这些年龄解释为地幔均一化的平均时间.

5 地幔不均一性: 贫橄榄石岩石的作用

Hofmann和White(1982)认为, 再循环洋壳对OIB的形成和地幔柱的成分起了重要作用. Niu和O'Hara(2003)则认为, 再循环MORB过于亏损诸如LILE和LREE之类高度不相容元素, 不可能形成OIB中此类元素的富集现象. 这被用来反对地幔柱中有俯冲MORB组分的贡献(例如, Niu和O'Hara, 2003). 然而, 再循环洋壳包含了玄武质地壳和上覆沉积物, 这种混合物可以解释OIB中高度不相容元素的富集(例如, Lassiter和Hauri, 1998; Huang和Frey, 2005; Jackson等, 2007). 在这种情况下, 俯冲MORB比橄榄岩密度大, 会最终下沉到核幔边界(例如, Niu和O'Hara, 2003; Hirose等, 2005). 然而, 这个问题可以简单地用地幔柱是橄榄岩和再循环MORB的混合物所解决, 这种混合物高温下会比周围地幔密度小. 尽管如此, Sun等(2011)提出了一种不同的解决方案, 认为核幔边界的俯冲MORB可能经历了诸如Mg-和Ca-布里基曼石之类高密度矿物的分离, 使俯冲MORB的 SiO_2 提高而密度降低, 直至使其变得漂浮起来.

在地幔 P - T 条件下, 再循环地壳岩石转变成硅过剩榴辉岩/石榴辉石岩. 它们部分熔融产生的熔体是安山质至英安质的. 因此它们不可能是OIB地幔源区中的主要组分. 即使现在普遍接受俯冲古老板片在大洋玄

武岩地幔源区中存在, 这种组分是否以榴辉岩/石榴辉石岩的形式存在于OIB地幔源区(Hauri, 1996; Lassiter和Hauri, 1998; Huang和Frey, 2005; Jackson等, 2012), 或者以榴辉岩/石榴辉石岩产生的熔体形式加入到OIB地幔源区(Sobolev等, 2005, 2007; Herzberg, 2006; Zhang等, 2009; Zheng, 2012; Herzberg等, 2014; Xu等, 2017), 仍然存在争议.

橄榄岩与榴辉岩/石榴辉石岩之间的混合物发生部分熔融时会产生什么? 有三种模式(图11). 第一是岩浆混合, 即橄榄岩和榴辉岩/石榴辉石岩互相完全独立, 它们各自熔融产生玄武质和安山质-英安质岩浆. 这些熔体沿各自路径上升至浅部岩浆房, 并于喷发前在此混合(图11a). 由于固相线温度不同(例如, Pertermann和Hirschmann, 2003; Lambart等, 2016), 橄榄岩和榴辉岩/石榴辉石岩在相同的 P - T 条件下会以不同的程度部分熔融(例如, Phipps Morgan, 2000; Stracke和Bourdon, 2009; Lambart等, 2016). 即便榴辉岩/石榴辉石岩会以更大的程度熔融, 喷发出的岩浆中富硅熔体的比例仍取决于其在混合的地幔源区中的比例. 如果混合的地幔源区中只有少量榴辉岩/石榴辉石岩, 喷发出的岩浆仍会为玄武质(Hauri, 1996; Hirschmann和Stolper, 1996; Lassiter和Hauri, 1998; Huang和Frey, 2005; Jackson等, 2012).

第二种模式是源区混合. 上涌时榴辉岩/石榴辉石岩会首先熔融. 这种熔体会穿过橄榄岩并使橄榄岩和榴辉岩/石榴辉石岩相对均一化. 这种情况下榴辉岩/石榴辉石岩并不作为一个独立的岩石. 这相当于玄武质熔体产生自相对均一富集的橄榄岩(图11b). Pietruszka等(2013)应用这种模式成功地再现了Makapuu阶段的Koolau、Mauna Loa、Kilauea和Loihi等一些夏威夷火山的微量元素分布型式.

第三种是两阶段熔融模式. 橄榄岩首先被榴辉岩/石榴辉石岩产生的熔体所交代, 随后超镁铁质交代岩熔融产生玄武质熔体(图11c). 第一阶段的熔融残留体亦能在浅部熔融, 以对板内火山活动有贡献(Herzberg, 2006). 如果第一阶段榴辉岩/石榴辉石岩以100%的程度熔融, 那这种模式就与第二种模式相同(图11b). 在这种情况下安山质-英安质熔体不会出现不相容元素的富集(Xu等, 2017; Xu和Zheng, 2017).

夏威夷熔岩成岩过程中榴辉岩/石榴辉石岩的作用是基于主微量元素之间相抵触的效应所提出的. 夏

图 11 展示辉石岩和橄榄岩混合物部分熔融的三个可能情况的卡通图

情况A中, 辉石岩和橄榄岩分别独立熔融, 产生的岩浆在地幔中不混合. 这两种岩浆分别上升至岩浆房, 随后在喷发前混合. 情况B中, 辉石岩在更深处熔融, 产生的熔体润湿辉石岩和橄榄岩矿物. 这个过程使辉石岩和橄榄岩均一化, 因此这个情况等同于被辉石岩富沃化的橄榄岩熔融. 情况C描述了两阶段部分熔融模型, 俯冲洋壳首先熔融产生长英质熔体, 熔体与亏损MORB地幔反应产生交代成因辉石岩, 这种辉石岩部分熔融产生洋岛玄武岩

威夷拉斑玄武岩初始成分的高压液相线实验显示其主要元素组成与方辉橄榄岩残留平衡, 如果与石榴石橄榄岩平衡的话就过于富硅(例如, Green, 1970; Eggins, 1992; Wagner和Grove, 1998). 与之相反, 夏威夷拉斑玄武岩源区中石榴石的残留是基于其相对均一的HREE含量(校正橄榄石的分离结晶之后)所提出(例如, Hofmann等, 1984; Huang和Frey, 2005). 镁铁质熔体与橄榄岩之间的反应(Kelemen, 1986)被用来解决这个难题(Eggins, 1992; Wagner和Grove, 1998; Stolper等, 2004), 即夏威夷原始岩浆首先由石榴石橄榄岩(一种饱满富集地幔)熔融产生, 随后岩浆在上升至岩浆房的途中与方辉橄榄岩(一种难熔亏损地幔)反应. 另一种看法是硅过剩的榴辉岩/石榴辉石岩在夏威夷拉斑玄武岩的形成中发挥了重要作用(例如, Hauri, 1996; Lassiter和Hauri, 1998; Huang和Frey, 2005; Kogiso等, 2005; Sobolev等, 2005, 2007; Herzberg, 2006; Jackson等, 2012). Hauri(1996)和

Huang和Frey(2005)认为, 榴辉岩/石榴辉石岩是以不同的岩石类型被取样的(图11a). 在这种情况下, 榴辉岩/石榴辉石岩产生的安山质-英安质熔体于喷发前在岩浆房中与橄榄岩部分熔融产生的玄武质熔体混合.

Sobolev等(2005)提出了两阶段源区混和模型, 第一阶段是硅过剩的榴辉岩/石榴辉石岩来源的长英质熔体与橄榄岩反应, 以辉石取代橄榄石来形成高MgO和Ni的交代成因辉石岩. 第二阶段是这种辉石岩来源的镁铁质熔体与橄榄岩来源的镁铁质熔体于喷发前在岩浆房中混合(图11b). 这个模型解释了一些OIB, 尤其是夏威夷熔岩中的高硅和高Ni现象. Herzberg(2006)根据CaO含量甚至认为, 夏威夷拉斑玄武岩主要代表了这种地幔交代岩衍生的镁铁质熔体, 而小部分高CaO熔岩是橄榄岩衍生的熔体.

夏威夷拉斑玄武岩成因中对榴辉岩/石榴辉石岩参与的需求是基于诸如高硅(Hauri, 1996)、高Ni(Sobolev

等, 2005, 2007)和低CaO(Herzberg, 2006)的地球化学观察所得到的. 考虑到橄榄岩中大的Ni含量变化以及对Ni在橄榄岩和玄武质熔体中分配系数的仔细评估(Matzen等, 2013), 橄榄岩产生的熔体也可能高Ni(例如, Putirka等, 2011; Rhodes等, 2012). 类似的, 用BATCH程序(Longhi, 2002)进行的模型计算表明, 与四相石榴橄榄岩平衡的玄武质熔体CaO变化很大(Huang和Humayun, 2016); 因而低CaO不能被用于衡量一些OIB地幔源区中榴辉岩/石榴辉石岩的作用. Herzberg等(2014)也得到了相似的结论.

除了上文讨论的富硅榴辉岩/石榴辉石岩外, 贫硅(碳酸盐化或非碳酸盐化)榴辉岩/石榴辉石岩亦被认为在OIB(尤其是贫硅HIMU熔岩)的形成中起到了根本性作用(例如, Hirschmann等, 2003; Kogiso等, 2003; Keshav等, 2004; Kogiso和Hirschmann, 2006; Dasgupta等, 2006, 2010; Lambart等, 2009; Jackson等, 2012). 硅过剩榴辉岩/石榴辉石岩是变质成因, 而硅不饱和辉石岩则是交代成因. 前者是大洋玄武岩源区中的地壳组分, 它们的熔体是长英质的, 初步富集了不相容元素. 相反, 后者是一些OIB的源区岩石, 它们的熔体是镁铁质的, 并显著富集不相容元素. 因此两阶段过程(图11c)对OIB从俯冲洋壳中获得诸如LILE和LREE之类的高度不相容元素富集的地球化学特征(图10)是必需的. 然而, 对俯冲MORB与喷发OIB之间进行微量元素定量模拟, 已经成为物理混合模型亟待解决的问题(例如, Niu和O'Hara, 2003). 从质量平衡来看, OIB中的放射成因Sr-Nd-Pb同位素组成主要受长英质熔体成分控制, 因为Sr、Nd、Pb在地壳深熔过程中是不相容的, 它们在长英质熔体中的丰度远高于亏损MORB地幔, 因此控制了这些元素及其同位素在地幔交代岩中的含量(Xu和Zheng, 2017).

6 地幔不均一性: 大洋玄武岩中的再循环地壳信息

有两条物理途径来产生地幔不均一性: (1) 大洋和大陆岩石圈的俯冲(Hofmann和White, 1982; Zindler和Hart, 1986; Zheng, 2012); (2) 洋壳和陆壳及下伏岩石圈地幔的拆沉(McKenzie和O'Nions, 1983; Anderson, 2005; Lee, 2014). 在任一种情况中, 岩石圈岩石都再循环入地幔, 产生地幔不均一性. 由于再循环岩石圈中

许多地壳和地幔岩石容易在软流圈地幔中部分熔融, 长英质至镁铁质熔体都会在地幔深度产生并与周围橄榄岩反应. 这种反应可以产生饱满、富集的橄榄岩, 这个过程在文献中被统称为地幔交代作用(例如, Frey和Green, 1974; Niu和O'Hara, 2003; Donnelly等, 2004; Workman等, 2004; O'Reilly和Griffin, 2013).

Zheng(2012)对地幔中的交代作用进行了区分. 一类是橄榄岩受到富化地幔熔融衍生的镁铁质熔体所交代, 称作地幔交代作用. 另一类是橄榄岩受到俯冲或拆沉地壳衍生的长英质熔体所交代, 称作地壳交代作用. 地壳交代作用将地球化学信息从地壳传递到地幔, 这个传递是造成地幔不均一性的主要机制. 相反, 地幔交代作用是将地球化学信息从一个地幔单元传递到另一个地幔单元, 这个传递是地幔不均一性的次要机制. 在汇聚板块边缘, 包括沉积物和岩浆岩在内的地壳物质在俯冲带受到变质脱水作用的改造, 然后部分熔融产生富水溶液和含水熔体; 这些俯冲带流体作为交代剂与地幔橄榄岩之间发生化学反应, 从而引起地壳交代作用(郑永飞等, 2016). 一旦地幔中形成了镁铁质至超镁铁质交代岩, 它们会部分熔融产生地幔交代作用所需的镁铁质熔体. 因此, 相对原始地幔和残留地幔, 交代剂的加入会引起地球化学和矿物学不均一性, 至少对于不相容元素、同位素和新矿物是如此.

如果地壳岩石被带入深部地幔, 它们会从物理和化学两条途径对地幔不均一性作出贡献. 由于MORB亏损诸如LILE和LREE之类的高度不相容元素而沉积物则富集这些元素, 相对于MORB, OIB源区形成的物理混合模型需要更多的沉积物来达到俯冲洋壳与OIB之间的质量平衡. 这与大多数OIB和MORB共有一些关键的微量元素特征不符(Hofmann等, 1986; Sun等, 2008). 这个问题可以由化学混合模型来解决(Zhang等, 2009; 郑永飞等, 2015; Xu等, 2017). 在这个模型里, 俯冲MORB经历了低程度部分熔融, 产生相对富集这些不相容微量元素的长英质熔体(McKenzie, 1989; Donnelly等, 2004; Xu等, 2017). 如果这些熔体与俯冲沉积物部分熔融产生的熔体一起交代亏损MORB地幔, 就会形成相对富集高度不相容元素的超镁铁质交代岩. 在这种情况下, 俯冲洋壳中的金红石分解并溶解在长英质熔体中, 造成OIB源区中诸如Nb、Ta和Ti之类HFSE的不亏损甚至富集(Ringwood, 1990; Prytulak和Elliott, 2007; Jackson等, 2008; Zheng, 2012; Xu和Zheng,

2017). 因此, 对流地幔在俯冲板片下沉至核幔边界之前可能受到地壳交代作用.

表壳物质再循环入地幔已在OIB中被认识到. 实际上许多OIB呈现出只有在地球表面才能产生的地球化学特征. Lassiter和Hauri(1998)将Eiler等(1996)报道的夏威夷Makapuu阶段Koolau火山中橄榄石的高 $\delta^{18}\text{O}$ ($>5.6\text{‰}$)解释成为夏威夷玄武岩地幔源区中再循环沉积物所致. 这是根据高 $\delta^{18}\text{O}$ 只能由低温水岩相互作用产生, 而低 $\delta^{18}\text{O}$ 只能由高温水岩相互作用产生的认识(例如, Muehlenbachs和Clayton, 1976; Gregory和Taylor, 1981; Eiler, 2001)得出的结论. Society和Samoa两个类EM2地区的橄榄石也具有5.7~6.0‰的高 $\delta^{18}\text{O}$ 值(Eiler等, 1997; Workman等, 2008), 这被归因于地幔源区中陆源物质的再循环. 对MORB的研究中也有类似的看法. Eiler等(2000)报道了MORB的 $\delta^{18}\text{O}$ 表现 $\sim 0.4\text{‰}$ 的变化范围, 并且与其他成分变化存在相关性. 他们认为, 这是MORB地幔源区中的再循环地壳组分起了作用. 另外, Cooper等(2004)观察到大西洋中洋脊处MORB玻璃的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化(可高达5.6‰), 他们推荐了一种交代模型. 这个模型中亏损MORB地幔被俯冲的蚀变但脱水了的洋壳衍生英质熔体所交代. Donnelly等(2004)对大西洋洋中脊玄武岩的微量元素定量模式也揭示了这一交代过程. 因此OIB和MORB的高 $\delta^{18}\text{O}$ 特征都是由表壳过程所产生. 在地幔温度下矿物之间的氧同位素的均一化很快(Zheng等, 2003), 因此确定大洋玄武岩地幔源区中这些地壳氧同位素特征的保存时间尺度是很重要的(Zhang等, 2009).

Farquhar等(2000, 2002)报道了老于2.3Ga地壳岩

石的硫化物和硫酸盐中存在特有的硫同位素非质量分馏现象, 这种现象在2.0Ga以后的地壳岩石中就不存在了. 这个现象被认为与古元古代时期大氧化事件有关. Cabral等(2013)报道了Austral-Cook群岛中Mangaia岛HIMU玄武岩橄榄石及其硫化物包体中负的硫同位素非质量分馏, 认为是地幔源区中古老($>2.3\text{Ga}$)地壳物质所发挥的作用. 在Pitcairn的OIB中也观察到类似现象(Delavault等, 2016). 因此, 确定这些地壳硫同位素信息如何在地壳和地幔部分熔融过程中得以保存也非常重要.

相比硅酸盐地球, 碳酸盐具有轻Ca同位素组成(例如, Fantle和Tipper, 2014). Huang等(2011a)观察到夏威夷Makapuu阶段Koolau熔岩具有比典型地幔值低0.3‰的 $\delta^{44/40}\text{Ca}$ 值, 而且夏威夷熔岩的 $\delta^{44/40}\text{Ca}$ 与Sr/Nb和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 相关(图12). 他们将此归因于夏威夷熔岩地幔源区中的碳酸盐再循环(可达4%). 由于地幔岩石和熔体中元素扩散速率不同(例如, Hofmann和Hart, 1978; Van Orman等, 2002), 化学动力学研究可以为深部地幔中表壳信号保存的物理化学机制提供定量约束.

7 洋岛玄武岩中的核幔相互作用信号

地震层析成像研究认为, 一些地幔柱可能上升自核幔边界(Montelli等, 2004, 2006; French和Romanowicz, 2015). 地幔柱也被认为与地幔底部的LLSVP(大低剪切波速省)有关(例如, Hart, 1984; Castillo, 1988; Ni和Helmberger, 2003; He等, 2015). 另外在地幔柱中观察到地球化学分区(Abouchami等, 2005), 这可能与地幔

图12 夏威夷拉斑玄武岩 $\delta^{44/40}\text{Ca}_{\text{SRM915a}}$ vs. Sr/Nb和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图

这两条趋势可由向地幔柱组分中加入再循环古老碳酸盐组分所再现. 加入碳酸盐的最大量(4%)在模型混合线端点标示出, 每个标记代表1%的增量. 含现代碳酸盐的混合线形成一条较平缓的 $\delta^{44/40}\text{Ca}_{\text{SRM915a}}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 趋势线, 这条线不能解释夏威夷趋势. 数据来源: Huang等(2011a)

柱和LLSVPs之间的相对位置有关(Huang等, 2011b; Weis等, 2011; Chauvel等, 2012; Farnetani等, 2012; Payne等, 2013; Rohde等, 2013; Harpp等, 2014; Jackson等, 2014; Hoernle等, 2015; Cordier等, 2016; 但是Jones等(2016)提供了不同观点). 与这个假说相一致的是, 一些OIB具有可能源于外核的地球化学特征信号(例如, Brandon和Walker, 2005), 暗示其源自非常深的地方.

根据铁陨石确定的元素分配系数, 地球外核具有高Pt/Os, 因此应该具有高 $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (例如, Walker等, 1995; Brandon等, 1999). 在夏威夷苦橄岩(Brandon等, 1999; Ireland等, 2011)和Gorgona科马提岩(Brandon等, 2003)中观察到高 $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比值, 也被解释为一种外核信号. 然而, Fe-S体系中Pt-Re-Os在固体/液体中的高压配分实验显示, 高压下这些元素的分配系数趋于类似(Van Orman等, 2008). 因此, 地核分异就不能产生足够大的Pt/Os分异来解释夏威夷和Gorgona的高 $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. 另外Luguet等(2008)认为, 榴辉岩和辉石中的硫化物就能具有足以产生高 $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 的Pt/Os比值. 如果形成的早, 那么它们也可能有很高的 $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$.

夏威夷拉斑玄武岩的Fe/Mn比值高于冰岛熔岩和MORB(图13), 这曾被解释成外核信号(Humayun等, 2004; Huang等, 2007; Qin和Humayun, 2008). 这是由于橄榄岩熔融时Fe和Mn的行为相似, 因此OIB的高Fe/Mn被认为反映了核幔相互作用所导致的地幔源区

中Fe的富集. 另一种看法认为, 高 $f\text{O}_2$ (高 $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$)也可以导致熔体中Fe/Mn高, 因为 Fe^{3+} 比 Fe^{2+} 更不相容. 夏威夷初始熔体的 $f\text{O}_2$ 接近于磁铁矿-方铁矿缓冲体系, $\text{Fe}^{3+}/\text{全Fe}$ 为0.08(Rhodes和Vollinger, 2005). 作为对比, MORB的 $\text{Fe}^{3+}/\text{全Fe}$ 为0.12~0.17(例如, Bézous和Humler, 2005; Kelley和Cottrell, 2009). 因此, 夏威夷的高Fe/Mn不可能是高 $f\text{O}_2$ 的结果.

作为第三个选项, 硅过剩或硅不饱和辉石岩部分熔融产生的熔体亦具有高Fe/Mn的特征, 因为Fe在石榴石和辉石中比Mn更不相容(Pertermann和Hirschmann, 2003; Sobolev等, 2005, 2007). 因此夏威夷拉斑玄武岩中的高Fe/Mn(Humayun等, 2004)被认为反映了夏威夷熔岩地幔源区中的榴辉岩/石榴辉石岩的作用(Sobolev等, 2005, 2007; Herzberg, 2006). 这种情况下, Fe/Mn预计与校正了橄榄石分离结晶作用后的 SiO_2 相关(Huang等, 2007), 但是这在夏威夷熔岩中并未发现. 不过, 板内玄武岩的高Fe/Mn特征可以将其源区与低Fe/Mn亏损MORB地幔区别开来, 这与夏威夷玄武岩高Fe/Mn特征是由交代成因次生橄榄辉石岩部分熔融所产生并不矛盾.

在Humayun等(2004)提出的核幔相互作用模型中, 液态外核中的Fe在核幔边界上溶解回地幔硅酸盐中. 相反, Herzberg等(2013)提出了一个不同的核幔相互作用类型, 硅酸盐地幔和液态外核交换Ni和Fe, 导致地幔Ni富集. 这就使得Ni的亲硫性在高温下减弱(例如, Fischer等, 2015). Herzberg等(2013)观察到作为交代成因辉石岩判别指标的Ni(例如, Sobolev等, 2005, 2007; Herzberg, 2006)在包括Baffin岛、Ontong Java高原、Isla Gorgona和加拉帕戈斯的Fernandina的一些OIB和大火成岩省(LIP)中高, 而同为交代成因辉石岩判别指标的Fe/Mn和CaO(例如, Sobolev等, 2005, 2007; Herzberg, 2006)却不高. 他们将此归因于核幔相互作用, 暗示这些岩石地幔源区来源很深.

8 早期形成的、孤立的地幔源区: 短寿命核素证据

短寿命核素体系, 例如 ^{172}Hf 至 ^{182}W ($t_{1/2}\sim 9\text{Myr}$), ^{146}Sm 至 ^{142}Nd ($t_{1/2}\sim 68$ 或 103Myr), ^{129}I 至 ^{129}Xe ($t_{1/2}\sim 15.7\text{Myr}$), 以及 ^{244}Pu ($t_{1/2}\sim 80\text{Myr}$)和 ^{238}U 至 $^{131,132,134,136}\text{Xe}$, 在地球历史的第一个(可达数个)百万年内就已绝灭. 这些短寿命

图13 夏威夷玄武岩MgO(%) vs. Fe/Mn(质量比)图

图上还标示了MORB和冰岛熔岩区域(Qin和Humayun, 2008)作为对比. 夏威夷熔岩以 $1.3 < \text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5 < 2.0$ 为标准筛选, 以排除蚀变影响. 数据来源: Humayun等(2004)、Huang等(2007)、Huang和Humayun(2016)

核素子产物的同位素变化在地球历史早期即已形成, 记录在地壳岩石中的任何此种同位素变化都为地球的凝聚和演化提供了重要制约(例如, Jacobsen和Harper, 1996).

实际上低 $\epsilon^{182}\text{W}$ 被认为是外核的一个地球化学特征(例如, Scherstén等, 2004). ^{182}W 是短寿命 ^{172}Hf ($t_{1/2}\sim 9\text{Myr}$)的衰变产物. 由于W是亲硫性的而Hf不是, 地核Hf/W低以致 $\epsilon^{182}\text{W}$ 比地幔低(Yin等, 2002; Kleine等, 2002). 高 $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 夏威夷拉斑玄武岩缺乏可测的 $\epsilon^{182}\text{W}$ 异常(Walker等, 1995; Brandon等, 1999), 这使得Scherstén等(2004)认为OIB无地核的贡献. 当测量精度由 $\pm 0.2\epsilon$ (Scherstén等, 2004)大幅上升至 $\pm 0.05\epsilon$ 时, 最近的一项研究报道了包括夏威夷熔岩在内的现代OIB具有负的 $\epsilon^{182}\text{W}$, 为 $-0.05\sim -0.20$, 且与 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 负相关(Mundl等, 2017). 他们将这些特征归因于来自地幔底部大低剪切波速省(LLSVPs)物质的加入, 这些物质可能含有地球凝聚后60Myr内形成的金属. 另一方面, $\epsilon^{182}\text{W}$ 正异常也在古老和现代岩石中有所报道(图14), 包括加拿大4.0Ga的Acasta片麻岩杂岩(Willbold等, 2015)、加拿大魁北克3.9Ga的Nuvvuagittuq绿岩带表壳岩石(Touboul等, 2014)、格陵兰3.8Ga的Isua表壳岩带(Willbold等, 2011; Rizo等, 2016b)和2.8Ga的Kostomuksha科马提岩(Touboul等, 2012)、Ontong Java海底高原Baffin湾显生宙溢流玄武岩(Rizo等, 2016a). Willbold等(2011, 2015)认为, 早太古代岩石的高 $\epsilon^{182}\text{W}$ 可能反映了在控制现代地球铂族元素的“后增薄层”(Day等, 2016)出现之前的地球W同位素组成. 另一方面, Touboul等(2012)和Rizo等(2016a)提出, 在年轻得多的、2.8Ga的Kostomuksha科马提岩和显生宙溢流玄武岩中出现 $\epsilon^{182}\text{W}$ 正异常, 表明在地球凝聚后第一个百万年内的早期形成的、经历过分异的、具有高Hf/W的地幔储库一直保存至今.

虽然现代地球上岩石中未发现 $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 的异常(例如, Andreassen等, 2008; Murphy等, 2010; Cipriani等, 2011; Jackson和Carlson, 2012; 但参见Hyung和Jacobsen, 2016的不同报道), $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 正负异常在古老($>2.7\text{Ga}$)岩石中均有发现(图15). Harper和Jacobsen(1992)报道西格陵兰3.8Ga的Isua 变沉积岩中 $\sim 30\text{ppm}$ 的 ^{142}Nd 过剩, 这被随后的研究中所报道的这些岩石中存在 15ppm 的 ^{142}Nd 过剩所证实(Caro等, 2003, 2006). 进一步研究表明, $10\sim 19\text{ppm}$ 的高 $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 是西格陵兰 $>3.6\text{Ga}$ 岩石的一个普遍特征(Bennett等, 2007). 高至 18ppm 的 ^{142}Nd 亏损则在

图14 陆源岩石中的 $\epsilon^{182}\text{W}$ 异常

现代岩石中正负异常均有发现, 但古老($>2.8\text{Ga}$)岩石中仅发现正异常. 数据来源: Willbold等(2011, 2015)、Touboul等(2012, 2014)、Rizo等(2016a, 2016b)和Mundl等(2007)

加拿大魁北克北部的Nuvvuagittuq绿岩带冥古代/始太古代镁质和长英质岩石中有所报道(O'Neil等, 2008, 2012; Roth等, 2013). O'Neil等(2012)观察到Nuvvuagittuq绿岩带Sm/Nd和 $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 存在正相关关系; 如果看成等时线, 则会得到4.4Ga的年龄. 而Lu-Hf体系则会得到 $(3.86\pm 0.07)\text{Ga}$ 的年龄, 与锆石U-Pb年龄和全岩 $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ 年龄一致(Guitreau等, 2013). Rizo等(2012)报道了格陵兰西南部3.4Ga Ameralik岩基高达 11ppm 的 ^{142}Nd 亏损. Roth等(2014a)报道了加拿大3.4Ga的Acasta片麻岩杂岩高达 14ppm 的 ^{142}Nd 亏损, 并与 $\epsilon^{182}\text{W}$ 的正异常呈负相关(Willbold等, 2015). Boyet和Carlson(2005)报道了2.7~2.9Ga的Belingwe和Kostomuksha科马提岩9~ 16ppm 的 ^{142}Nd 过剩. Debaille等(2013)报道了2.7Ga的Abitibi变拉斑玄武岩 $\sim 7\text{ppm}$ 的 ^{142}Nd 过剩. Upadhyay等(2009)报道了印度东南部1.48Ga的Khariar碱性岩高达 20ppm 的 ^{142}Nd 亏损. 然而, 随后的一项研究却无法重

图 15 陆源岩石中的 $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 异常

由于所发表的现代岩石中均未显示出可测的 $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 异常(Andreasen等, 2008; Murphy等, 2010; Cipriani等, 2011; Jackson和Carlson, 2012; 又参见Hyung和Jacobsen, 2016), 图上仅标出古老(>2.7Ga)岩石. 数据来源: Roth等(2014a)对Caro等(2003, 2006)、Boyett和Carlson(2005)、Bennett等(2007)、O'Neil等(2008, 2012)、Rizo等(2011, 2012)、Roth等(2013, 2014a)和Debaille等(2013)数据的综合

现负异常(Roth等, 2014b). 这些结果证实, 在地壳形成后的第一个百万年内出现了早期Sm/Nd分异, 并且这种分异独立于地幔对流.

Xe有9种稳定同位素: 124、126、128、129、130、131、132、134和136. 其中, ^{129}Xe 是半衰期为15.7Myr的 ^{129}I 的衰变产物, $^{131,132,134,136}\text{Xe}$ 是 $^{244}\text{Pu}(t_{1/2}\sim 80\text{Myr})$ 和 ^{238}U 的裂变产物, $^{128,130}\text{Xe}$ 是原生的. MORB和OIB中观察到 $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ (2.1~2.7)和 $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ (6.3~7.9)较大而又相关的变化(参见White, 2015中的图11; Poreda和Farley, 1992; Kunz等, 1998; Trierloff等, 2000; Hopp和Trierloff, 2005; Holland和Ballentine, 2006; Tucker等, 2012; Parai等, 2012; Mukhopadhyay, 2012; Pető等, 2013). $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ 和 $^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ 大的变化需要I/Xe和Pu/Xe的早期分异(地球凝聚后的第一个百万年内)以及分异后的地幔储库保存至今.

对一些短寿命同位素体系(例如, ^{182}Hf - ^{182}W 、 ^{146}Sm - ^{142}Nd 、 ^{129}I - ^{129}Xe 和 ^{244}Pu - ^{136}Xe)在地壳岩石中均有所研究. 子体同位素的异常需要早期分异事件, 这个事件必须在地球凝聚后的第一个百万年内发生, 并且早期分异的储库必须在大部分或整个地球历史上保存下来.

9 结束语

虽然我们对地幔地球化学的认识在过去数十年

内有了长足的进步, 但仍有重要的问题尚待解决.

(1) 地幔在化学成分上和同位素组成上都不均一, 已经提出了数个地幔储库. 然而它们与地震波所描绘的地幔结构之间的关系, 例如地幔底部的大低剪切波省(LLSVPs), 仍然不明. 理想状态下, 地幔的地球化学与地球物理所绘制的结构图应当一致, 但地幔中观察到的地球化学异常尺度可能远小于地球物理手段所描绘的尺度.

(2) 诸如榴辉岩/石榴辉石岩之类的贫橄榄石岩石在大洋玄武岩成因中的作用是什么? 似乎橄榄岩和榴辉岩/石榴辉石岩都对大洋玄武岩的形成有贡献, 然而它们之间贡献的相对大小仍未得到很好地制约. 仍需检验是否榴辉岩/石榴辉石岩产生的熔体控制了OIB的微量元素及其相应的同位素组成, 而橄榄岩则控制了OIB的主量元素组成.

(3) 大洋玄武岩的稳定同位素(包括气体和金属稳定同位素)的组成如何? 现在只有有限的数据, 而且发表时代过早. 尽管如此, 稳定同位素仍是研究OIB成因中地球化学动力学的有力工具. 尤其是气体元素同位素(例如H、C、O、S和N)交换速率比金属元素同位素(例如, Mg、Ca、Fe、Sr、Nd、Pb、Hf和Os)高得多, 使得估计地球化学异常在地幔中的存留时间成为可能.

参考文献

- 郑永飞, 陈伊翔, 戴立群, 赵子福. 2015. 发展板块构造理论: 从洋壳俯冲带到碰撞造山带. 中国科学: 地球科学, 45: 711-735
- 郑永飞, 陈仁旭, 徐峥, 张少兵. 2016. 俯冲带中的水迁移. 中国科学: 地球科学, 46: 253-286
- Abouchami W, Hofmann A W, Galer S J G, Frey F A, Eisele J, Feigenson M. 2005. Lead isotopes reveal bilateral asymmetry and vertical continuity in the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 434: 851-856
- Allègre C J. 1982. Chemical geodynamics. *Tectonophysics*, 81: 109-132
- Anders E, Grevesse N. 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim Cosmochim Acta*, 53: 197-214
- Anderson D L. 2005. Large igneous provinces, delamination, and fertile mantle. *Elements*, 1: 271-275
- Andreasen R, Sharma M. 2006. Solar nebula heterogeneity in p-process samarium and neodymium isotopes. *Science*, 314: 806-809
- Andreasen R, Sharma M, Subbarao K V, Viladkar S G. 2008. Where on Earth is the enriched Hadean reservoir? *Earth Planet Sci Lett*, 266:

14–28

- Armstrong R L. 1968. A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic Earth. *Rev Geophys*, 6: 175–199
- Barfod D N, Ballentine C J, Halliday A N, Fitton J G. 1999. Noble gases in the Cameroon line and the He, Ne, and Ar isotopic compositions of high μ (HIMU) mantle. *J Geophys Res*, 104: 29509–29527
- Bennett V C, Brandon A D, Nutman A P. 2007. Coupled ^{142}Nd - ^{143}Nd isotopic evidence for Hadean mantle dynamics. *Science*, 318: 1907–1910
- Bézous A, Humler E. 2005. The $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ ratios of MORB glasses and their implications for mantle melting. *Geochim Cosmochim Acta*, 69: 711–725
- Bercovici D, Karato S I. 2003. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter. *Nature*, 425: 39–44
- Birch F. 1952. Elasticity and constitution of the Earth's interior. *J Geophys Res*, 57: 227–286
- Bizimis M, Sen G, Salters V J M, Keshav S. 2005. Hf-Nd-Sr isotope systematics of garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: Evidence for a depleted component in Hawaiian volcanism. *Geochim Cosmochim Acta*, 69: 2629–2646
- Bizimis M, Salters V J M, Garcia M O, Norman M D. 2013. The composition and distribution of the rejuvenated component across the Hawaiian plume: Hf-Nd-Sr-Pb isotope systematics of Kaula lavas and pyroxenite xenoliths. *Geochem Geophys Geosyst*, 14: 4458–4478
- Blichert-Toft J, Frey F A, Albarède F. 1999. Hf isotope evidence for pelagic sediments in the source of Hawaiian Basalts. *Science*, 285: 879–882
- Blichert-Toft J, White W M. 2001. Hf isotope geochemistry of the Galapagos Islands. *Geochem Geophys Geosyst*, 2: 1043–2000GC000138
- Bouvier A, Boyet M. 2016. Primitive solar system materials and Earth share a common initial ^{142}Nd abundance. *Nature*, 537: 399–402
- Boyet M, Carlson R W. 2005. ^{142}Nd evidence for early (>4.53 Ga) global differentiation of the silicate Earth. *Science*, 309: 576–581
- Brandon A D, Humayun M, Puchtel I S, Leya I, Zolensky M. 2005. Osmium isotope evidence for an s-process carrier in primitive chondrites. *Science*, 309: 1233–1236
- Brandon A D, Norman M D, Walker R J, Morgan J W. 1999. ^{186}Os - ^{187}Os systematics of Hawaiian picrites. *Earth Planet Sci Lett*, 174: 25–42
- Brandon A D, Walker R J. 2005. The debate over core-mantle interaction. *Earth Planet Sci Lett*, 232: 211–225
- Brandon A D, Walker R J, Puchtel I S, Becker H, Humayun M, Revillon S. 2003. ^{186}Os - ^{187}Os systematics of Gorgona Island komatiites: Implications for early growth of the inner core. *Earth Planet Sci Lett*, 206: 411–426
- Burkhardt C, Borg L E, Brennecka G A, Shollenberger Q R, Dauphas N, Kleine T. 2016. A nucleosynthetic origin for the Earth's anomalous ^{142}Nd composition. *Nature*, 537: 394–398
- Cabral R A, Jackson M G, Rose-Koga E F, Koga K T, Whitehouse M J, Antonelli M A, Farquhar J, Day J M D, Hauri E H. 2013. Anomalous sulphur isotopes in plume lavas reveal deep mantle storage of Archean crust. *Nature*, 496: 490–493
- Campbell I H, O'Neill H S C. 2012. Evidence against a chondritic Earth. *Nature*, 483: 553–558
- Carlson R W, Boyet M, Horan M. 2007. Chondrite Barium, Neodymium, and Samarium Isotopic heterogeneity and early Earth differentiation. *Science*, 316: 1175–1178
- Caro G, Bourdon B. 2010. Non-chondritic Sm/Nd ratio in the terrestrial planets: Consequences for the geochemical evolution of the mantle-crust system. *Geochim Cosmochim Acta*, 74: 3333–3349
- Caro G, Bourdon B, Birck J L, Moorbath S. 2003. ^{146}Sm - ^{142}Nd evidence from Isua metamorphosed sediments for early differentiation of the Earth's mantle. *Nature*, 423: 428–432
- Caro G, Bourdon B, Birck J L, Moorbath S. 2006. High-precision $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ measurements in terrestrial rocks: Constraints on the early differentiation of the Earth's mantle. *Geochim Cosmochim Acta*, 70: 164–191
- Caro G, Bourdon B, Halliday A N, Quitté G. 2008. Super-chondritic Sm/Nd ratios in Mars, the Earth and the Moon. *Nature*, 452: 336–339
- Castillo P. 1988. The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle. *Nature*, 336: 667–670
- Chauvel C, Hofmann A W, Vidal P. 1992. HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth Planet Sci Lett*, 110: 99–119
- Chauvel C, Hémond C. 2000. Melting of a complete section of recycled oceanic crust: Trace element and Pb isotopic evidence from Iceland. *Geochem Geophys Geosyst*, 1: 1001–1999GC000002
- Chauvel C, Maury R C, Blais S, Lewin E, Guillou H, Guille G, Rossi P, Gutscher M A. 2012. The size of plume heterogeneities constrained by Marquesas isotopic stripes. *Geochem Geophys Geosyst*, 13: Q07005
- Chen H W, Lee T, Lee D C, Shen J J S, Chen J C. 2011. ^{48}Ca heterogeneity in differentiated meteorites. *Astrophys J*, 743: L23
- Cipriani A, Bonatti E, Carlson R W. 2011. Nonchondritic ^{142}Nd in suboceanic mantle peridotites. *Geochem Geophys Geosyst*, 12: Q03006
- Clayton R N. 2003. Oxygen isotopes in the Solar System. *Space Sci Rev*, 106: 19–32
- Clayton R N, Mayeda T K, Olsen E J, Goswami J N. 1991. Oxygen isotope studies of ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta*, 55: 2317–2337
- Clayton R N, Mayeda T K. 1999. Oxygen isotope studies of carbonaceous chondrites. *Geochim Cosmochim Acta*, 63: 2089–2104
- Cooper K M, Eiler J M, Asimow P D, Langmuir C H. 2004. Oxygen

- isotope evidence for the origin of enriched mantle beneath the mid-Atlantic ridge. *Earth Planet Sci Lett*, 220: 297–316
- Cordier C, Chauvel C, Hémond C. 2016. High-precision lead isotopes and stripy plumes: Revisiting the Society chain in French Polynesia. *Geochim Cosmochim Acta*, 189: 236–250
- Dalton C A, Langmuir C H, Gale A. 2014. Geophysical and geochemical evidence for deep temperature variations beneath mid-ocean ridges. *Science*, 344: 80–83
- Dasgupta R, Hirschmann M M. 2010. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. *Earth Planet Sci Lett*, 298: 1–13
- Dasgupta R, Hirschmann M M, McDonough W F, Spiegelman M, Withers A C. 2009. Trace element partitioning between garnet lherzolite and carbonatite at 6.6 and 8.6 GPa with applications to the geochemistry of the mantle and of mantle-derived melts. *Chem Geol*, 262: 57–77
- Dasgupta R, Hirschmann M M, Stalker K. 2006. Immiscible transition from carbonate-rich to silicate-rich melts in the 3 GPa melting interval of eclogite+CO₂ and genesis of silica-undersaturated ocean island lavas. *J Petrol*, 47: 647–671
- Dasgupta R, Jackson M G, Lee C T A. 2010. Major element chemistry of ocean island basalts—Conditions of mantle melting and heterogeneity of mantle source. *Earth Planet Sci Lett*, 289: 377–392
- Dauphas N, Chen J H, Zhang J, Papanastassiou D A, Davis A M, Travaglio C. 2014. Calcium-48 isotopic anomalies in bulk chondrites and achondrites: Evidence for a uniform isotopic reservoir in the inner protoplanetary disk. *Earth Planet Sci Lett*, 407: 96–108
- Day J M D, Brandon A D, Walker R J. 2016. Highly siderophile elements in Earth, Mars, the Moon, and Asteroids. *Rev Mineral Geochem*, 81: 161–238
- Debaille V, O'Neill C, Brandon A D, Haenecour P, Yin Q Z, Mattielli N, Treiman A H. 2013. Stagnant-lid tectonics in early Earth revealed by ¹⁴²Nd variations in late Archean rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 373: 83–92
- Delavault H, Chauvel C, Thomassot E, Devey C W, Dazas B. 2016. Sulfur and lead isotopic evidence of relic Archean sediments in the Pitcairn mantle plume. *Proc Natl Acad Sci USA*, 113: 12952–12956
- Donnelly K E, Goldstein S L, Langmuir C H, Spiegelman M. 2004. Origin of enriched ocean ridge basalts and implications for mantle dynamics. *Earth Planet Sci Lett*, 226: 347–366
- Drake M J, Richter K. 2002. Determining the composition of the Earth. *Nature*, 416: 39–44
- Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth model. *Phys Earth Planet Inter*, 25: 297–356
- Eggins S M. 1992. Petrogenesis of Hawaiian tholeiites: 1, phase equilibria constraints. *Contrib Mineral Petrol*, 110: 387–397
- Eiler J M. 2001. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks. *Rev Mineral Geo Chem*, 43: 319–364
- Eiler J M, Crawford A, Elliott T, Farley K A, Valley J W, Stolper E M. 2000. Oxygen isotope geochemistry of oceanic-arc lavas. *J Petrol*, 41: 229–256
- Eiler J M, Farley K A, Valley J W, Hauri E, Craig H, Hart S R, Stolper E M. 1997. Oxygen isotope variations in ocean island basalt phenocrysts. *Geochim Cosmochim Acta*, 61: 2281–2293
- Eiler J M, Farley K A, Valley J W, Hofmann A W, Stolper E M. 1996. Oxygen isotope constraints on the sources of Hawaiian volcanism. *Earth Planet Sci Lett*, 144: 453–467
- Fantle M S, Tipper E T. 2014. Calcium isotopes in the global biogeochemical Ca cycle: Implications for development of a Ca isotope proxy. *Earth-Sci Rev*, 129: 148–177
- Farley K A, Natland J H, Craig H. 1992. Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas. *Earth Planet Sci Lett*, 111: 183–199
- Farmer G L. 2003. Continental basaltic rocks. *Treat Geochem*, 3: 85–122
- Farnetani C G, Hofmann A W, Class C. 2012. How double volcanic chains sample geochemical anomalies from the lowermost mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 359–360: 240–247
- Farquhar J, Bao H, Thiemens M. 2000. Atmospheric influence of Earth's earliest sulfur cycle. *Science*, 289: 756–758
- Farquhar J, Wing B A, McKeegan K D, Harris J W, Cartigny P, Thiemens M H. 2002. Mass-independent sulfur of inclusions in diamond and sulfur recycling on early Earth. *Science*, 298: 2369–2372
- Fischer R A, Nakajima Y, Campbell A J, Frost D J, Harries D, Langenhorst F, Miyajima N, Pollok K, Rubie D C. 2015. High pressure metal-silicate partitioning of Ni, Co, V, Cr, Si, and O. *Geochim Cosmochim Acta*, 167: 177–194
- Fitton J G, Saunders A D, Norry M J, Hardarson B S, Taylor R N. 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet Sci Lett*, 153: 197–208
- Fitton J G, Saunders A D, Kempton P D, Hardarson B S. 2003. Does depleted mantle form an intrinsic part of the Iceland plume? *Geochem Geophys Geosyst*, 4: 1032
- Foley B J. 2015. The role of plate tectonic-climate coupling and exposed land area in the development of habitable climates on rocky planets. *Astrophys J*, 812: 36
- French S W, Romanowicz B. 2015. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. *Nature*, 525: 95–99
- Frey F A, Green D H. 1974. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochim Cosmochim Acta*, 38: 1023–1059
- Frey F A, Huang S, Blichert-Toft J, Regelous M, Boyet M. 2005. Origin of depleted components in basalt related to the Hawaiian hot spot:

- Evidence from isotopic and incompatible element ratios. *Geochem Geophys Geosyst*, 6: Q02L07
- Frey F A, Huang S, Xu G, Jochum K P. 2016. The geochemical components that distinguish Loa- and Kea-trend Hawaiian shield lavas. *Geochim Cosmochim Acta*, 185: 160–181
- Frey F A, Nobre Silva I G, Huang S, Pringle M S, Meleney P R, Weis D. 2015. Depleted components in the source of hotspot magmas: Evidence from the Ninetyeast Ridge (Kerguelen). *Earth Planet Sci Lett*, 426: 293–304
- Gale A, Dalton C A, Langmuir C H, Su Y, Schilling J G. 2013. The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochem Geophys Geosyst*, 14: 489–518
- Gannoun A, Boyet M, Rizo H, El Goresy A. 2011. ^{146}Sm - ^{142}Nd systematics measured in enstatite chondrites reveals a heterogeneous distribution of ^{142}Nd in the solar nebula. *Proc Natl Acad Sci USA*, 108: 7693–7697
- Gast P W, Tilton G R, Hedge C. 1964. Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands. *Science*, 145: 1181–1185
- Gonnermann H M, Mukhopadhyay S. 2009. Preserving noble gases in a convecting mantle. *Nature*, 459: 560–563
- Gordon R G, Phipps Morgan J. 2016. Recent progress in understanding the origin of the Hawaiian-Emperor Bend. In: American Geophysical Union 2016 Fall Meeting, Abstract GP31D-05
- Green D H. 1970. A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas. *Phys Earth Planet Inter*, 3: 221–235
- Gregory R T, Taylor Jr. H P. 1981. An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail Ophiolite, Oman: Evidence for $\delta^{18}\text{O}$ buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. *J Geophys Res*, 86: 2737–2755
- Guitreau M, Blichert-Toft J, Mojzsis S J, Roth A S G, Bourdon B. 2013. A legacy of Hadean silicate differentiation inferred from Hf isotopes in Eoarchean rocks of the Nuvvuagittuq supracrustal belt (Québec, Canada). *Earth Planet Sci Lett*, 362: 171–181
- Hanan B B, Graham D W. 1996. Lead and helium isotope evidence from oceanic basalts for a common deep source of mantle plumes. *Science*, 272: 991–995
- Hanyu T, Tatsumi Y, Senda R, Miyazaki T, Chang Q, Hirahara Y, Takahashi T, Kawabata H, Suzuki K, Kimura J I, Nakai S. 2011. Geochemical characteristics and origin of the HIMU reservoir: A possible mantle plume source in the lower mantle. *Geochem Geophys Geosyst*, 12: Q0AC09
- Harper C L, Jacobsen S B. 1992. Evidence from coupled ^{147}Sm - ^{143}Nd and ^{146}Sm - ^{142}Nd systematics for very early (4.5-Gyr) differentiation of the Earth's mantle. *Nature*, 360: 728–732
- Harpp K S, Hall P S, Jackson M G. 2014. Galápagos and Easter: A tale of two hotspots. In: Harpp K S, Mittelstaedt E, d'Ozouville E, Graham D W, eds. The Galápagos: A natural laboratory for the Earth Sciences. 27–40
- Hart S R. 1971. The geochemistry of basaltic rocks. Carnegie Institution of Washington Yearbook, 70: 353–355
- Hart S R. 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309: 753–757
- Hart S R, Hauri E H, Oschmann L A, Whitehead J A. 1992. Mantle plumes and entrainment: Isotopic evidence. *Science*, 256: 517–520
- Hauri E H. 1996. Major-element variability in the Hawaiian mantle plume. *Nature*, 382: 415–419
- Hauri E H, Hart S R. 1993. ReOs isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the south Pacific Ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 114: 353–371
- Hawkesworth C J, Cawood P A, Dhuime B. 2016. Tectonics and crustal evolution. *GSAT*, 26: 4–11
- He Y, Wen L, Capdeville Y, Zhao L. 2015. Seismic evidence for an Iceland thermo-chemical plume in the Earth's lowermost mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 417: 19–27
- Herzberg C. 2006. Petrology and thermal structure of the Hawaiian plume from Mauna Kea volcano. *Nature*, 444: 605–609
- Herzberg C, Asimow P D, Ionov D A, Vidito C, Jackson M G, Geist D. 2013. Nickel and helium evidence for melt above the core-mantle boundary. *Nature*, 493: 393–397
- Herzberg C, Cabral R A, Jackson M G, Vidito C, Day J M D, Hauri E H. 2014. Phantom Archean crust in Mangaia hotspot lavas and the meaning of heterogeneous mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 396: 97–106
- Hilton D R, Fischer T P, Marty B. 2002. Noble gases and volatile recycling at subduction zones. *Rev Mineral Geochem*, 47: 319–370
- Hirose K, Takafuji N, Sata N, Ohishi Y. 2005. Phase transition and density of subducted MORB crust in the lower mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 237: 239–251
- Hirschmann M M, Kogiso T, Baker M B, Stolper E M. 2003. Alkaline magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology*, 31: 481–484
- Hirschmann M M, Stolper E M. 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB. *Contrib Mineral Petrol*, 124: 185–208
- Hoernle K, Rohde J, Hauff F, Garbe-Schönberg D, Homrighausen S, Werner R, Morgan J P. 2015. How and when plume zonation appeared during the 132 Myr evolution of the Tristan Hotspot. *Nat Commun*, 6: 7799
- Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 90: 297–314

- Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219–229
- Hofmann A W. 2014. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: Isotopes and trace elements. *Treatise Geochem*, 3: 67–101
- Hofmann A W, Feigenson M D, Raczek I. 1984. Case studies on the origin of basalt: III. Petrogenesis of the Mauna Ulu eruption, Kilauea, 1969–1971. *Contrib Mineral Petrol*, 88: 24–35
- Hofmann A W, Hart S R. 1978. An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 38: 44–62
- Hofmann A W, Jochum K P, Seufert M, White W M. 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth Planet Sci Lett*, 79: 33–45
- Hofmann A W, White W M. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 57: 421–436
- Holland G, Ballentine C J. 2006. Seawater subduction controls the heavy noble gas composition of the mantle. *Nature*, 441: 186–191
- Hopp J, Trieloff M. 2005. Refining the noble gas record of the Réunion mantle plume source: Implications on mantle geochemistry. *Earth Planet Sci Lett*, 240: 573–588
- Huang S, Farkaš J, Jacobsen S B. 2011a. Stable calcium isotopic compositions of Hawaiian shield lavas: Evidence for recycling of ancient marine carbonates into the mantle. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 4987–4997
- Huang S, Farkaš J, Yu G, Petaev M I, Jacobsen S B. 2012. Calcium isotopic ratios and rare earth element abundances in refractory inclusions from the Allende CV3 chondrite. *Geochim Cosmochim Acta*, 77: 252–265
- Huang S, Frey F A. 2005. Recycled oceanic crust in the Hawaiian Plume: Evidence from temporal geochemical variations within the Koolau Shield. *Contrib Mineral Petrol*, 149: 556–575
- Huang S, Humayun M. 2016. Petrogenesis of high-CaO lavas from Mauna Kea, Hawaii: Constraints from trace element abundances. *Geochim Cosmochim Acta*, 185: 198–215
- Huang S, Humayun M, Frey F A. 2007. Iron/manganese ratio and manganese content in shield lavas from Koʻolau Volcano, Hawaiʻi. *Geochim Cosmochim Acta*, 71: 4557–4569
- Huang S, Hall P S, Jackson M G. 2011b. Geochemical zoning of volcanic chains associated with Pacific hotspots. *Nat Geosci*, 4: 874–878
- Huang S, Jacobsen S B, Mukhopadhyay S. 2013. ^{147}Sm - ^{143}Nd systematics of Earth are inconsistent with a superchondritic Sm/Nd ratio. *Proc Natl Acad Sci USA*, 110: 4929–4934
- Huang S, Lee C T A, Yin Q Z. 2014. Missing lead and high $^3\text{He}/^4\text{He}$ in ancient sulfides associated with continental crust formation. *Sci Rep*, 4: 5314
- Huang S, Jacobsen S B. 2017. Calcium isotopic compositions of chondrites. *Geochim Cosmochim Acta*, 201: 364–376
- Humayun M, Qin L, Norman M D. 2004. Geochemical evidence for excess iron in the mantle beneath Hawaii. *Science*, 306: 91–94
- Hyung E, Huang S, Petaev M I, Jacobsen S B. 2016. Is the mantle chemically stratified? Insights from sound velocity modeling and isotope evolution of an early magma ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 440: 158–168
- Hyung E, Jacobsen S B. 2016. $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ heterogeneity in the proterozoic to phanerozoic mantle and implications for mantle mixing. In: AGU 2016 Fall Meeting DI13B-03
- Ireland T J, Walker R J, Brandon A D. 2011. ^{186}Os - ^{187}Os systematics of Hawaiian picrites revisited: New insights into Os isotopic variations in ocean island basalts. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 4456–4475
- Jackson M G, Carlson R W. 2011. An ancient recipe for flood-basalt genesis. *Nature*, 476: 316–319
- Jackson M G, Carlson R W. 2012. Homogeneous superchondritic $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in the mid-ocean ridge basalt and ocean island basalt mantle. *Geochim Geophys Geosyst*, 13: Q06011
- Jackson M G, Carlson R W, Kurz M D, Kempton P D, Francis D, Blusztajn J. 2010. Evidence for the survival of the oldest terrestrial mantle reservoir. *Nature*, 466: 853–856
- Jackson M G, Dasgupta R. 2008. Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 276: 175–186
- Jackson M G, Hart S R, Konter J G, Kurz M D, Blusztajn J, Farley K A. 2014. Helium and lead isotopes reveal the geochemical geometry of the Samoan plume. *Nature*, 514: 355–358
- Jackson M G, Hart S R, Koppers A A P, Staudigel H, Konter J, Blusztajn J, Kurz M, Russell J A. 2007. The return of subducted continental crust in Samoan lavas. *Nature*, 448: 684–687
- Jackson M G, Hart S R, Saal A E, Shimizu N, Kurz M D, Blusztajn J S, Skovgaard A C. 2008. Globally elevated titanium, tantalum, and niobium (TITAN) in ocean island basalts with high $^3\text{He}/^4\text{He}$. *Geochim Geophys Geosyst*, 9: Q04027
- Jackson M G, Jellinek A M. 2013. Major and trace element composition of the high $^3\text{He}/^4\text{He}$ mantle: Implications for the composition of a nonchondritic Earth. *Geochim Geophys Geosyst*, 14: 2954–2976
- Jackson M G, Konter J G, Becker T W. 2017. Primordial helium entrained by the hottest mantle plumes. *Nature*, 542: 340–343
- Jackson M G, Weis D, Huang S. 2012. Major element variations in Hawaiian shield lavas: Source features and perspectives from global ocean island basalt (OIB) systematics. *Geochim Geophys Geosyst*, 13: Q09009
- Jackson C R M, Parman S W, Kelley S P, Cooper R F. 2013. Noble gas transport into the mantle facilitated by high solubility in amphibole. *Nat Geosci*, 6: 562–565
- Jacobsen S B. 1988. Isotopic constraints on crustal growth and recycling.

- [Earth Planet Sci Lett](#), 90: 315–329
- Jacobsen S B, Harper C L. 1996. Accretion and early differentiation history of the Earth based on extinct radionuclides. *Geophysical Monograph*, 95: 47–74
- Jacobsen S B, Wasserburg G J. 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. [Earth Planet Sci Lett](#), 50: 139–155
- Jacobsen S B, Wasserburg G J. 1984. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. [Earth Planet Sci Lett](#), 67: 137–150
- Jagoutz E, Palme H, Baddenhausen H, Blum K, Cendales M, Dreibus G, Spettel B, Lorenz V. 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. In: *Proceedings of Lunar and Planetary Science Conference*, 10. 2031–2050
- Jarrard R D. 2003. Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. [Geochem Geophys Geosyst](#), 4: 8905–8954
- Javoy M, Kaminski E, Guyot F, Andrault D, Sanloup C, Moreira M, Labrosse S, Jambon A, Agrinier P, Davaille A, Jaupart C. 2010. The chemical composition of the Earth: Enstatite chondrite models. [Earth Planet Sci Lett](#), 293: 259–268
- Jellinek A M, Jackson M G. 2015. Connections between the bulk composition, geodynamics and habitability of Earth. [Nat Geosci](#), 8: 587–593
- Jones T D, Davies D R, Campbell I H, Wilson C R, Kramer S C. 2016. Do mantle plumes preserve the heterogeneous structure of their deep-mantle source? [Earth Planet Sci Lett](#), 434: 10–17
- Jungck M H A, Shimamura T, Lugmair G W. 1984. Ca isotope variations in Allende. [Geochim Cosmochim Acta](#), 48: 2651–2658
- Kelemen P B. 1986. Assimilation of ultramafic rock in subduction-related magmatic arcs. [J Geol](#), 94: 829–843
- Kelley K A, Cottrell E. 2009. Water and the oxidation state of subduction zone magmas. [Science](#), 325: 605–607
- Kelley D S, Baross J A, Delaney J R. 2002. Volcanoes, fluids, and life at mid-ocean ridge spreading centers. [Annu Rev Earth Planet Sci](#), 30: 385–491
- Keshav S, Gudfinnsson G H, Sen G, Fei Y. 2004. High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxenite and the alkalic to tholeiitic transition in ocean-island basalts. [Earth Planet Sci Lett](#), 223: 365–379
- Kinoshita N, Paul M, Kashiv Y, Collon P, Deibel C M, DiGiovine B, Greene J P, Henderson D J, Jiang C L, Marley S T, Nakanishi T, Pardo R C, Rehm K E, Robertson D, Scott R, Schmitt C, Tang X D, Vondrasek R, Yokoyama A. 2012. A shorter ^{146}Sm half-life measured and implications for ^{146}Sm - ^{142}Nd chronology in the Solar System. [Science](#), 335: 1614–1617
- Kleine T, Münker C, Mezger K, Palme H. 2002. Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf-W chronometry. [Nature](#), 418: 952–955
- Kogiso T, Hirschmann M M. 2006. Partial melting experiments of biminerallitic eclogite and the role of recycled mafic oceanic crust in the genesis of ocean island basalts. [Earth Planet Sci Lett](#), 249: 188–199
- Kogiso T, Hirschmann M M, Frost D J. 2003. High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: Possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. [Earth Planet Sci Lett](#), 216: 603–617
- Kogiso T, Hirschmann M M, Pertermann M. 2005. High-pressure partial melting of mafic lithologies in the mantle. [J Petrol](#), 45: 2407–2422
- Korenaga J. 2012. Plate tectonics and planetary habitability: Current status and future challenges. [Ann New York Acad Sci](#), 1260: 87–94
- Kunz J, Staudacher T, Allegre C J. 1998. Plutonium-fission xenon found in Earth's mantle. [Science](#), 280: 877–880
- Kurz M D, Jenkins W J, Hart S R. 1982. Helium isotopic systematics of oceanic islands and mantle heterogeneity. *Nature*, 297: 43–47
- Kushiro I. 2001. Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalt. [Annu Rev Earth Planet Sci](#), 29: 71–107
- Lambart S, Baker M B, Stolper E M. 2016. The role of pyroxenite in basalt genesis: Melt-PX, a melting parameterization for mantle pyroxenites between 0.9 and 5 GPa. [J Geophys Res-Solid Earth](#), 121: 5708–5735
- Lambart S, Laporte D, Schiano P. 2009. An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1.5 GPa: Implications for the major-element composition of Mid-Ocean Ridge Basalts. [Earth Planet Sci Lett](#), 288: 335–347
- Lassiter J C, Hauri E H. 1998. Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: Evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume. [Earth Planet Sci Lett](#), 164: 483–496
- Lee C T A. 2014. Physics and chemistry of deep continental crust recycling. *Treat Geochem*, 4: 423–456
- Lee C T A, Luffi P, Höink T, Li J, Dasgupta R, Hernlund J. 2010. Upside-down differentiation and generation of a 'primordial' lower mantle. [Nature](#), 463: 930–933
- Lee T, Papanastassiou D A, Wasserburg G J. 1976. Demonstration of ^{26}Mg excess in Allende and evidence for ^{26}Al . [Geophys Res Lett](#), 3: 109–112
- Lee T, Papanastassiou D A, Wasserburg G J. 1978. Calcium isotopic anomalies in the Allende meteorite. [Astrophys J](#), 220: L21–L25
- Longhi J. 2002. Some phase equilibrium systematics of lherzolite melting: I. [Geochem-Geophys-Geosyst](#), 3: 1–33
- Lodders K. 2003. Solar system abundances and condensation temperatures of the elements. [Astrophys J](#), 591: 1220–1247
- Luguet A, Graham Pearson D, Nowell G M, Dreher S T, Coggon J A, Spetsius Z V, Parman S W. 2008. Enriched Pt-Re-Os isotope systematics in plume lavas explained by metasomatic sulfides. [Science](#), 319: 453–456
- Mansur A T, Manya S, Timpa S, Rudnick R L. 2014. Granulite-facies

- xenoliths in rift basalts of northern Tanzania: Age, composition and origin of archaean lower crust. *J Petrol*, 55: 1243–1286
- Matzen A K, Baker M B, Beckett J R, Stolper E M. 2013. The temperature and pressure dependence of nickel partitioning between olivine and silicate melt. *J Petrol*, 54: 2521–2545
- McDonough W F, Sun S. 1995. The composition of the Earth. *Chem Geol*, 120: 223–253
- McKenzie D. 1989. Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 95: 53–72
- McKenzie D, O’Nions R K. 1983. Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature*, 301: 229–231
- Meissner F, Schmidt-Ott W D, Ziegeler L. 1987. Half-life and α -ray energy of ^{146}Sm . *Z Physik A-Atomic Nuclei*, 327: 171–174
- Montelli R, Nolet G, Dahlen F A, Masters G. 2006. A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography. *Geochem Geophys Geosyst*, 7: Q11007
- Montelli R, Nolet G, Dahlen F A, Masters G, Engdahl E R, Hung S H. 2004. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 303: 338–343
- Morgan W J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42–43
- Muehlenbachs K, Clayton R N. 1976. Oxygen isotope composition of the oceanic crust and its bearing on seawater. *J Geophys Res*, 81: 4365–4369
- Mukhopadhyay S. 2012. Early differentiation and volatile accretion recorded in deep-mantle neon and xenon. *Nature*, 486: 101–104
- Mundl A, Touboul M, Jackson M G, Day J M D, Kurz M D, Lekic V, Helz R T, Walker R J. 2017. Tungsten-182 heterogeneity in modern ocean island basalts. *Science*, 356: 66–69
- Murakami M, Ohishi Y, Hirao N, Hirose K. 2012. A perovskitic lower mantle inferred from high-pressure, high-temperature sound velocity data. *Nature*, 485: 90–94
- Murphy D T, Brandon A D, Debaille V, Burgess R, Ballentine C. 2010. In search of a hidden long-term isolated sub-chondritic $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ reservoir in the deep mantle: Implications for the Nd isotope systematics of the Earth. *Geochim Cosmochim Acta*, 74: 738–750
- Newton J, Franchi I A, Pillinger C T. 2000. The oxygen-isotopic record in enstatite meteorites. *Meteoritics Planet Sci*, 35: 689–698
- Ni S, Helmberger D V. 2003. Seismological constraints on the South African superplume; could be the oldest distinct structure on earth. *Earth Planet Sci Lett*, 206: 119–131
- Niederer F R, Papanastassiou D A. 1984. Ca isotopes in refractory inclusions. *Geochim Cosmochim Acta*, 48: 1279–1293
- Niederer F R, Papanastassiou D A, Wasserburg G J. 1985. Absolute isotopic abundances of Ti in meteorites. *Geochim Cosmochim Acta*, 49: 835–851
- Nittler L R, McCoy T J, Clark P E, Murphy M E, Trombka J I, Jarosewich E. 2004. Bulk element compositions of meteorites: A guide for interpreting remote-sensing geochemical measurements of planets and asteroids. *Antarctic Meteorite Res*, 17: 233–253
- Niu Y, O’Hara M J. 2003. Origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *J Geophys Res*, 108: 2209
- O’Neil J, Carlson R W, Francis D, Stevenson R K. 2008. Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust. *Science*, 321: 1828–1831
- O’Neil J, Carlson R W, Paquette J L, Francis D. 2012. Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt. *Precambrian Res*, 220–221: 23–44
- O’Reilly S Y, Griffin W L. 2013. Mantle metasomatism. In: Harlow D E, Austrheim H, eds. *Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock: The Role of Fluids in Terrestrial and Extraterrestrial Processes*. New York: Springer. 471–534
- Palme H, Lodders K, Jones A. 2014. Solar System abundances of the elements. In: Davis A M, ed. *Ch. 2.2 in Treaties on Geochemistry*, 2nd ed. Amsterdam: Elsevier
- Palme H, O’Neill H St C. 2014. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Davis A M, ed. *Ch. 3.1 in Treaties on Geochemistry*, 2nd ed. Amsterdam: Elsevier
- Parai R, Mukhopadhyay S, Lassiter J C. 2009. New constraints on the HIMU mantle from neon and helium isotopic compositions of basalts from the Cook-Austral Islands. *Earth Planet Sci Lett*, 277: 253–261
- Parai R, Mukhopadhyay S, Standish J J. 2012. Heterogeneous upper mantle Ne, Ar and Xe isotopic compositions and a possible Dupal noble gas signature recorded in basalts from the Southwest Indian Ridge. *Earth Planet Sci Lett*, 359–360: 227–239
- Parman S W, Kurz M D, Hart S R, Grove T L. 2005. Helium solubility in olivine and implications for high $^3\text{He}/^4\text{He}$ in ocean island basalts. *Nature*, 437: 1140–1143
- Patterson C. 1956. Age of meteorites and the earth. *Geochim Cosmochim Acta*, 10: 230–237
- Payne J A, Jackson M G, Hall P S. 2013. Parallel volcano trends and geochemical asymmetry of the Society Islands hotspot track. *Geology*, 41: 19–22
- Pertermann M, Hirschmann M M. 2003. Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 GPa: Constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate. *J Geophys Res*, 108: 2125
- Petö M K, Mukhopadhyay S, Kelley K A. 2013. Heterogeneities from the first 100 million years recorded in deep mantle noble gases from the Northern Lau Back-arc Basin. *Earth Planet Sci Lett*, 369–370: 13–23
- Phipps Morgan J. 2000. Isotope topology of individual hotspot basalt arrays: Mixing curves or melt extraction trajectories? *Geochem Geo-*

- phys Geosyst, 1: 1003
- Pietruszka A J, Norman M D, Garcia M O, Marske J P, Burns D H. 2013. Chemical heterogeneity in the Hawaiian mantle plume from the alteration and dehydration of recycled oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 361: 298–309
- Poreda R J, Farley K A. 1992. Rare gases in Samoan xenoliths. *Earth Planet Sci Lett*, 113: 129–144
- Prytulak J, Elliott T. 2007. TiO₂ enrichment in ocean island basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 263: 388–403
- Putirka K, Ryerson F J, Perfit M, Ridley W I. 2011. Mineralogy and composition of the oceanic mantle. *J Petrol*, 52: 279–313
- Qin L, Humayun M. 2008. The Fe/Mn ratio in MORB and OIB determined by ICP-MS. *Geochim Cosmochim Acta*, 72: 1660–1677
- Ranen M C, Jacobsen S B. 2006. Barium isotopes in chondritic meteorites: Implications for planetary reservoir models. *Science*, 314: 809–812
- Regelous M, Hofmann A W, Abouchami A, Galer S J G. 2003. Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma. *J Petrol*, 44: 113–140
- Rhodes J M, Huang S, Frey F A, Pringle M, Xu G. 2012. Compositional diversity of Mauna Kea shield lavas recovered by the Hawaii Scientific Drilling Project: Inferences on source lithology, magma supply, and the role of multiple volcanoes. *Geochem Geophys Geosyst*, 13: Q03014
- Rhodes J M, Vollinger M J. 2005. Ferric/ferrous ratios in 1984 Mauna Loa lavas: A contribution to understanding the oxidation state of Hawaiian magmas. *Contrib Mineral Petrol*, 149: 666–674
- Ringwood A E. 1990. Slab-mantle interactions. *Chem Geol*, 82: 187–207
- Rizo H, Boyet M, Blichert-Toft J, Rosing M. 2011. Combined Nd and Hf isotope evidence for deep-seated source of Isua lavas. *Earth Planet Sci Lett*, 312: 267–279
- Rizo H, Boyet M, Blichert-Toft J, O'Neil J, Rosing M T, Paquette J L. 2012. The elusive Hadean enriched reservoir revealed by ¹⁴²Nd deficits in Isua Archean rocks. *Nature*, 491: 96–100
- Rizo H, Walker R J, Carlson R W, Horan M F, Mukhopadhyay S, Manthos V, Francis D, Jackson M G. 2016a. Preservation of Earth-forming events in the tungsten isotopic composition of modern flood basalts. *Science*, 352: 809–812
- Rizo H, Walker R J, Carlson R W, Touboul M, Horan M F, Puchtel I S, Boyet M, Rosing M T. 2016b. Early Earth differentiation investigated through ¹⁴²Nd, ¹⁸²W, and highly siderophile element abundances in samples from Isua, Greenland. *Geochim Cosmochim Acta*, 175: 319–336
- Rohde J, Hoernle K, Hauff F, Werner R, O'Connor J, Class C, Garbe-Schonberg D, Jokat W. 2013. 70 Ma chemical zonation of the Tristan-Gough hotspot track. *Geology*, 41: 335–338
- Roth A S G, Bourdon B, Mojzsis S J, Touboul M, Sprung P, Guitreau M, Blichert-Toft J. 2013. Inherited ¹⁴²Nd anomalies in Eoarchean protoliths. *Earth Planet Sci Lett*, 361: 50–57
- Roth A S G, Bourdon B, Mojzsis S J, Rudge J F, Guitreau M, Blichert-Toft J. 2014a. Combined ^{147,146}Sm-^{143,142}Nd constraints on the longevity and residence time of early terrestrial crust. *Geochem Geophys Geosyst*, 15: 2329–2345
- Roth A S G, Scherer E E, Maden C, Mezger K, Bourdon B. 2014b. Revisiting the ¹⁴²Nd deficits in the 1.48 Ga Khariar alkaline rocks, India. *Chem Geol*, 386: 238–248
- Rudnick R L, Gao S. 2003. The composition of the continental crust. *Treat Geochem*, 3: 1–64
- Salters V J M, Stracke A. 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochem Geophys Geosyst*, 5: Q05004
- Salters V J M, Mallick S, Hart S R, Langmuir C E, Stracke A. 2011. Domains of depleted mantle: New evidence from hafnium and neodymium isotopes. *Geochem Geophys Geosyst*, 12: Q08001
- Scherstén A, Elliott T, Hawkesworth C, Norman M. 2004. Tungsten isotope evidence that mantle plumes contain no contribution from the Earth's core. *Nature*, 427: 234–237
- Schmandt B, Jacobsen S D, Becker T W, Liu Z, Dueker K G. 2014. Dehydration melting at the top of the lower mantle. *Science*, 344: 1265–1268
- Seager S. 2013. Exoplanet habitability. *Science*, 340: 577–581
- Simon J I, DePaolo D J, Moynier F. 2009. Calcium isotope composition of meteorites, earth, and mars. *Astrophys J*, 702: 707–715
- Sleep N H. 1990. Hotspots and mantle plumes: Some phenomenol. *J Geophys Res*, 95: 6715–6736
- Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, Nikogosian I K. 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature*, 434: 590–597
- Sobolev A V, Hofmann A W, Kuzmin D V, Yaxley G M, Arndt N T, Chung S L, Danyushevsky L V, Elliott T, Frey F A, Garcia M O, Gurenko A A, Kamenetsky V S, Kerr A C, Krivolutsкая N A, Matvienkov V V, Nikogosian I K, Rocholl A, Sigurdsson I A, Sushchevskaya N M, Teklay M. 2007. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts. *Science*, 316: 412–417
- Stern R J. 2002. Subduction zones. *Rev Geophys*, 40: 1012
- Stolper E, Sherman S, Garcia M, Baker M, Seaman C. 2004. Glass in the submarine section of the HSDP2 drill core, Hilo, Hawaii. *Geochem Geophys Geosyst*, 5: Q07G15
- Stracke A. 2012. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle. *Chem Geol*, 330–331: 274–299

- Stracke A, Bourdon B. 2009. The importance of melt extraction for tracing mantle heterogeneity. *Geochim Cosmochim Acta*, 73: 218–238
- Stracke A, Hofmann A W, Hart S R. 2005. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochem Geophys Geosyst*, 6: Q05007, doi:10.1029/2004GC000824.
- Stuart F M, Lass-Evans S, Godfrey Fitton J, Ellam R M. 2003. High $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in picritic basalts from Baffin Island and the role of a mixed reservoir in mantle plumes. *Nature*, 424: 57–59
- Sun S S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochim Cosmochim Acta*, 46: 179–192
- Sun W, Hu Y, Kamenetsky V S, Eggins S M, Chen M, Arculus R J. 2008. Constancy of Nb/U in the mantle revisited. *Geochim Cosmochim Acta*, 72: 3542–3549
- Sun W, Ding X, Hu Y, Zartman R E, Arculus R J, Kamenetsky V S, Chen M. 2011. The fate of subducted oceanic crust: A mineral segregation model. *Int Geol Rev*, 53: 879–893
- Tang M, Chen K, Rudnick R L. 2016. Archean upper crust transition from mafic to felsic marks the onset of plate tectonics. *Science*, 351: 372–375
- Tarduno J A, Duncan R A, Scholl D W, Cottrell R D, Steinberger B, Thordarson T, Kerr B C, Neal C R, Frey F A, Torii M, Carvallo C. 2003. The emperor seamounts: Southward motion of the hawaiian hotspot plume in Earth's mantle. *Science*, 301: 1064–1069
- Touboul M, Liu J, O'Neil J, Puchtel I S, Walker R J. 2014. New insights into the Hadean mantle revealed by ^{182}W and highly siderophile element abundances of supracrustal rocks from the Nuvvuagittuq Greenstone Belt, Quebec, Canada. *Chem Geol*, 383: 63–75
- Touboul M, Puchtel I S, Walker R J. 2012. ^{182}W evidence for long-term preservation of early mantle differentiation products. *Science*, 335: 1065–1069
- Trieloff M, Kunz J, Clague D A, Harrison D, Allègre C J. 2000. The nature of pristine noble gases in mantle plumes. *Science*, 288: 1036–1038
- Tucker J M, Mukhopadhyay S, Schilling J G. 2012. The heavy noble gas composition of the depleted MORB mantle (DMM) and its implications for the preservation of heterogeneities in the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 355–356: 244–254
- Tucker J M, Mukhopadhyay S. 2014. Evidence for multiple magma ocean outgassing and atmospheric loss episodes from mantle noble gases. *Earth Planet Sci Lett*, 393: 254–265
- Upadhyay D, Scherer E E, Mezger K. 2009. ^{142}Nd evidence for an enriched Hadean reservoir in cratonic roots. *Nature*, 459: 1118–1121
- van der Hilst R D, Widiyantoro S, Engdahl E R. 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature*, 386: 578–584
- Van Orman J A, Grove T L, Shimizu N. 2002. Diffusive fractionation of trace elements during production and transport of melt in Earth's upper mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 198: 93–112
- Van Orman J A, Keshav S, Fei Y. 2008. High-pressure solid/liquid partitioning of Os, Re and Pt in the Fe-S system. *Earth Planet Sci Lett*, 274: 250–257
- Vervoort J D, Patchett P J, Blichert-Toft J, Albarède F. 1999. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth Planet Sci Lett*, 168: 79–99
- Vervoort J D, Plank T, Prytulak J. 2011. The Hf-Nd isotopic composition of marine sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 75: 5903–5926
- Wagner T P, Grove T L. 1998. Melt/harzburgite reaction in the petrogenesis of tholeiitic magma from Kilauea volcano, Hawaii. *Contrib Mineral Petrol*, 131: 1–12
- Walker R J, Morgan J W, Horan M F. 1995. Osmium-187 enrichment in some plumes: Evidence for core-mantle interaction? *Science*, 269: 819–822
- Weaver B L. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints. *Earth Planet Sci Lett*, 104: 381–397
- Weis D, Garcia M O, Rhodes J M, Jellinek M, Scoates J S. 2011. Role of the deep mantle in generating the compositional asymmetry of the Hawaiian mantle plume. *Nat Geosci*, 4: 831–838
- Weiss Y, Class C, Goldstein S L, Hanyu T. 2016. Key new pieces of the HIMU puzzle from olivines and diamond inclusions. *Nature*, 537: 666–670
- White W M. 2015. Isotopes, DUPAL, LLSVPs, and anekantavada. *Chem Geol*, 419: 10–28
- Willbold M, Elliott T, Moorbath S. 2011. The tungsten isotopic composition of the Earth's mantle before the terminal bombardment. *Nature*, 477: 195–198
- Willbold M, Mojzsis S J, Chen H W, Elliott T. 2015. Tungsten isotope composition of the Acasta gneiss complex. *Earth Planet Sci Lett*, 419: 168–177
- Wilson J T. 1963. Evidence from islands on the spreading of ocean floors. *Nature*, 197: 536–538
- Workman R K, Eiler J M, Hart S R, Jackson M G. 2008. Oxygen isotopes in Samoan lavas: Confirmation of continent recycling. *Geology*, 36: 551–554
- Workman R K, Hart S R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet Sci Lett*, 231: 53–72
- Workman R K, Hart S R, Jackson M, Regelous M, Farley K A, Blusztajn J, Kurz M, Staudigel H. 2004. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochem Geophys Geosyst*, 5: Q04008
- Wörner G, Zindler A, Staudigel H, Schmincke H U. 1986. Sr, Nd, and Pb

- isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany. *Earth Planet Sci Lett*, 79: 107–119
- Xu Z, Zheng Y F. 2017. Continental basalts record the crust-mantle interaction in oceanic subduction channel: A geochemical case study from eastern China. *J Asian Earth Sci*, 145: 233–259
- Xu Z, Zheng Y F, Zhao Z F. 2017. The origin of Cenozoic continental basalts in east-central China: Constrained by linking Pb isotopes to other geochemical variables. *Lithos*, 268–271: 302–319
- Yin Q, Jacobsen S B, Yamashita K, Blichert-Toft J, Télouk P, Albarède F. 2002. A short timescale for terrestrial planet formation from Hf-W chronometry of meteorites. *Nature*, 418: 949–952
- Zeng L, Sasselov D D, Jacobsen S B. 2016. Mass-radius relation for rocky planets based on PREM. *Astrophys J*, 819: 127
- Zhang J, Dauphas N, Davis A M, Leya I, Fedkin A. 2012. The proto-Earth as a significant source of lunar material. *Nat Geosci*, 5: 251–255
- Zhang J J, Zheng Y F, Zhao Z F. 2009. Geochemical evidence for interaction between oceanic crust and lithospheric mantle in the origin of Cenozoic continental basalts in east-central China. *Lithos*, 110: 305–326
- Zhang Y. 2014. Quantification of the elemental incompatibility sequence, and composition of the “superchondritic” mantle. *Chem Geol*, 369: 12–21
- Zhang Z, Stixrude L, Brodholt J. 2013. Elastic properties of MgSiO₃-perovskite under lower mantle conditions and the composition of the deep Earth. *Earth Planet Sci Lett*, 379: 1–12
- Zheng Y F. 2012. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. *Chem Geol*, 328: 5–48
- Zheng Y F, Chen Y X. 2016. Continental versus oceanic subduction zones. *Nat Sci Rev*, 3: 651–682
- Zheng Y F, Fu B, Gong B, Li L. 2003. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. *Earth-Sci Rev*, 62: 105–161
- Zindler A, Jagoutz E, Goldstein S. 1982. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: A new perspective. *Nature*, 298: 519–523
- Zindler A, Hart S. 1986. Chemical geodynamics. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 14: 493–571