

地球和空间科学进展

中国科学技术大学出版社

序 言

中国科学技术大学自 1958 年 9 月 20 日正式成立以来,在中国科学院“全院办校、所系结合”方针的指导下,在国内各有关科研单位、高等院校和其它部门的支持下,经过 40 年来的不懈努力,不仅为国内外培养了大量学有所成的优秀人才,而且科大校园内默默耕耘的园丁们在科学研究方面也取得了令人触目的成就。地球和空间科学系自 1978 年重组建系以来,经过广大教师的共同努力,在按空间物理、大气物理与大气环境、固体地球物理、地球化学等四个专业方向组织教学的同时,科研工作生机勃勃、成绩斐然。

空间物理专业:主要运用物理学、等离子体学和磁流体力学的原理和方法研究近地空间(包括地球高层大气、电离层和磁层)、行星际空间以及太阳大气中的各种物理结构、现象和动力学过程,以及探讨太阳活动规律及其对地球环境的影响。主要研究方向有:空间等离子体物理、磁层物理、太阳大气动力学和行星际物理。

大气物理与大气环境专业:主要运用物理、数学、化学的理论和新的探测技术成就研究大气运动及其变化的物理现象、机制与规律;探讨物质和能量在大气中迁移和转化的物理化学过程,以及人类活动对大气环境的影响。主要研究方向有:大气动力学和数值模拟、大气物理学和环境气象学、大气遥感。

固体地球物理专业:主要应用物理学的原理、方法来研究固体地球的整体行为、内部结构、物质性质、状态和运动规律;研究地球各圈层的演化,相互作用等动力学过程及其对人类社会的影响。主要研究方向有:地震学、地球动力学和岩石物理。

地球化学专业:主要应用化学原理、方法和技术研究地球内部不同层圈的化学组成、结构及其演化规律,示踪自然界各种岩石和矿产资源形成的物质来源和地球化学过程,探索在自然和实验室条件下各种岩石和矿物之间化学反应的机制。拥有“化学地球动力学研究实验室”,能够开展轻稳定同位素和放射成因同位素分析和研究。主要研究方向有:稳定同位素地球化学、造山带化学地球动力学、地壳演化与花岗岩形成、矿床地球化学、地幔地球化学、环境地球化学、构造地球化学。

适逢科大校庆四十周年之际,为了迎接 21 世纪地球科学的更大发展,为了展示我系的科研成果和广大骨干教师的学术成就,我们汇编了这本《地球和空间科学进展》论文集,旨在反映国际国内近年来在地球和空间科学等领域所取得的最新成果及进展。本书内容几乎涉及了地球和空间科学研究的所有领域,由地球内部延伸到星际空间,包括这个广大区域的宏观结构和物质组成,以及大尺度的物质运动和物理化学过程。文章内容主要是综述各位老师近年来的突出科研成果,兼评国际国内在该研究方向的进展。

在本书的编辑和出版过程中,窦贤康博士和刘斌博士付出了辛勤的劳动,在此表示衷心的感谢。

王 水 郑永飞

1998. 7. 20

目 录

序言	(I)
----------	-------

地球化学

稳定同位素体系理论模式及其地球化学应用	郑永飞 (1)
大别山俯冲陆壳与上地幔的相互作用	李曙光 (11)
从微观矿物到宏观矿体的一系列新发现	王奎仁 (20)
Re -Os 同位素体系和地幔地球化学	支霞臣 (30)
花岗质岩石形成过程中稀土元素分馏特征	杨学明 杨晓勇 (38)
大别—苏鲁超高压变质地区同位素地质年代学研究进展	陈道公等 (47)
长江以南高硫燃煤引起的环境问题综述	孙立广 (55)
洞穴碳酸钙稳定同位素古气候和定年研究进展	王兆荣等 (62)

地球物理

薄互层中地震波传播特性的研究	徐果明 (67)
双相介质中超声波传播特性的实验研究	施行觉 (78)
中国猿人年代的研究	黄培华 (88)
岩石的组构与其力学性质	刘 斌 (94)

空间物理

空间尘埃等离子体研究现状和展望	李中元等 (102)
行星际激波传播的研究	刘绍亮 (114)
磁场重联及磁层与太阳活动现象的数值研究	金曙平 (123)
行星际闪烁(IPS)观测的分析与诊断研究	叶品中 (137)
两种新型雷达在大气遥感中的应用	窦贤康 (148)

大气物理

臭氧洞及其气候效应	陈月娟等 (154)
雷暴闪电特征的探测与分析	陶善昌 (163)
东亚西风异常活动与 ENSO 现象的研究	傅云飞等 (171)
淮北小张庄地面 O ₃ 、NO _x 、SO ₂ 及气溶胶的分布特征	姚克亚等 (179)

稳定同位素体系理论模式及其地球化学应用

郑永飞

1. 导论

同位素地球化学已经成为现代地球科学的重要分支学科之一,它能够为我们示踪矿物岩石乃至地壳地幔的形成和演化规律、探索全球地球化学循环提供定量参考资料。稳定同位素分馏系数确定、同位素体系的定量理论模式及其地球化学应用则是国际上同位素地球化学研究的前沿方向。近十年来,我们已经成功地将物理化学原理应用到同位素地球化学研究中,从大量的地质现象观察中抽象提取地球化学信息并建立数学模型,成功地建立了定量计算固体矿物氧同位素分馏系数的结晶化学模型,系统建立了各种地质体系内不同地球化学过程引起稳定同位素组成变化的定量理论模式。这不仅从方法学上发展了同位素地球化学数据解释的理论基础,而且根据实验室研究和在自然界所观察到的大量同位素数据检验了这些模式的地球化学应用。这在一定程度上促进了本学科领域的研究从半定量到定量方向的转化,提高了人们应用同位素地球化学方法解决地球科学中的一些重要问题的认识水平,为进一步定量研究地壳和地幔的地球化学过程奠定了良好的基础。

2. 氧同位素分馏系数确定

不同物相之间氧同位素交换反应平衡常数(称为氧同位素分馏系数)的校准不仅对于同位素地质测温,而且对于示踪矿物、岩石和流体的起源和演化的地球化学过程都是最基本的。理论计算、实验测定和经验估计方法都已经被用来确定热力学平衡条件下矿物—矿物之间和矿物—流体之间的氧同位素分馏系数。尽管实验测定是最直接、最可靠的校准方法,但实验条件要求和矿物稳定范围往往限制了该方法的应用。经验估计是基于岩石学方法或其它方法得到的温度,假定矿物之间达到并保存了其形成时的氧同位素平衡分馏。然而,岩石冷却过程中的同位素退化交换再平衡的影响在以前的经验校准中往往被忽视了。

2.1 理论计算

根据统计热力学方法,结晶固体的稳定同位素配分函数原则上能够通过同位素替代与振动频率的关系来计算,但实际上这种理论计算是相当困难的。对矿物在常温常压条件下振动频率的准确测定是关键因素之一。目前文献中对同一矿物往往发表有不同的振动频率数据组,以此来计算同位素分馏系数会产生相当大的差别。晶格动力学方法也已被用来计算石英的氧同位素配分函数,但计算方法本身带有很大的任意性。

Taylor & Epstein^[1]根据对岩浆岩和变质岩中造岩矿物氧同位素组成的分析资料,认识到硅酸盐矿物的氧同位素分馏行为与矿物的化学成分和晶体结构密切相关。Schuetz^[2]将矿物结晶化学原理与统计热力学方法原理相结合,提出了计算硅酸盐矿物之间氧同位素分

馏系数的增量方法。尽管他所计算的结果与已知的实验数据和天然观察相比尚处于半定量状态,但增量方法的确从本质上概括了固体矿物化学成分和晶体结构特征与氧同位素分馏性质之间的直接关系。

我们从理论上修正完善了前人的增量方法,从理论上合理化了矿物结晶化学参数与氧同位素配分之间的函数关系^[3-5]。应用这个修正的增量方法,我们对金属氧化物和氢氧化物、钨酸盐、硅酸盐和磷酸盐矿物的氧同位素分馏系数进行了系统准确的计算^[3-12],并对同质多象变体的晶体结构效应进行了定量评价^[11-15]。所计算的理论结果不仅与已知的实验室数据和天然观察相吻合(图1),而且能够用来区分矿物之间的同位素平衡与不平衡和进行同位素地质测温,特别对其中某些矿物在低温条件下的古气候测温应用进行了成功的检验,因此显著扩大了人们对固体矿物之间氧同位素配分行为的知识。

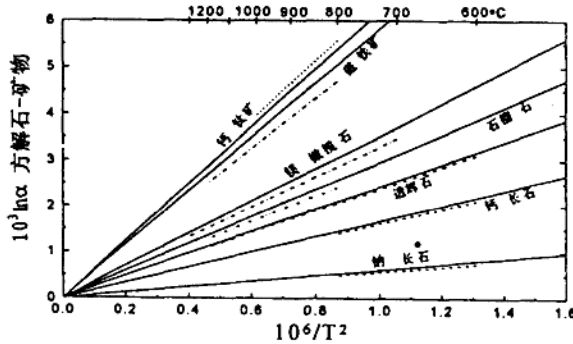


图1 常见造岩矿物与方解石之间的高温氧同位素分馏系数。实线为理论计算结果^[3,11,14],其它线为实验测定结果:钠长石和钙长石^[16],透辉石、镁橄榄石和磁铁矿^[17],石榴石^[18],钙钛矿^[19]。

系统的理论计算得到,对于一组化学成分相似的矿物来说,相同晶体结构的矿物在热力学平衡条件下具有相似的氧同位素分馏行为,而不同结构的矿物表现出显著不同的氧同位素分馏行为。对于化学成分相同的同质多相变体矿物来说,高压变体矿物相对亏损¹⁸O,而高温低压变体矿物相对富集¹⁸O^[11,13]。压力对矿物氧同位素配分的影响可以通过晶体结构效应予以估计。如果矿物结构由于压力增加而发生变化,导致矿物晶体内部阳离子和氧的配位数增加,矿物会变得相对亏损¹⁸O。如果压力增加不引起矿物结构的变化,仅稍微缩短阳离子-氧的键长,将导致矿物稍微富集¹⁸O,不过由此所产生的同位素分馏是非常小的。

由同质多相转变或矿物反应(包括阳离子交代)形成的矿物,如果在其形成时没有发生重结晶作用,因此没有与共存的矿物或流体发生氧同位素再平衡,结果其氧同位素组成将继续继承其母体矿物总体或相应结构单元的氧同位素特征^[10,14]。由于这个原因,自然界许多矿物集合体内部处于氧同位素非平衡状态,这反过来可用于示踪矿物学反应机理。

根据矿物氧同位素分馏与矿物晶体结构和化学成分的关系,我们首次论证了磁铁矿形成过程中存在氧同位素继承性,因此可用来示踪矿物形成的化学反应机理^[14]。通过对锌和

铀氧化物同位素分馏系数的计算,成功地解决了某些热液铀矿床形成的温度条件和热液来源问题,并对铀矿石的成因提出了新的机理^[8,10]。根据对高压地幔矿物氧同位素分馏的理论计算,结合已有的实验结果,在地幔不同深度存在矿物学和化学成分分层的基础上,定量推断下地幔比上地幔亏损氧的重同位素^[11]。

2.2 实验测定

同位素交换反应实验研究的一个基本前提是反应前后没有矿物相变化,只是体系的同位素分馏随着温度和时间发生改变。这对于许多无水矿物来说是能够满足的,因此两相体系同位素交换实验仍然是高温高压条件下同位素分馏系数校准的最主要方法之一。但是对于含羟基矿物(例如角闪石和云母)来说,简单的固体—固体或固体—流体两相体系交换实验会引起矿物分解,因此要求在岩石学相平衡条件下进行实验。实验岩石学研究指示,许多矿物—矿物体系在流体(H_2O 和/或 CO_2)存在条件下是稳定的,因此能够用来设计同位素交换实验。我们发展建立了矿物反应技术和流体参与条件下的同位素交换反应技术,克服了前人在实验中所遇到的矿物分解困难,不仅为矿物之间同位素分馏系数的实验室测定开辟了新路子,而且为理解变质矿物反应中的同位素平衡问题、退化变质过程中的氧扩散现象提供了实验证据。

考虑到矿物之间在分离上的可能性,对碳酸盐—硅酸盐—流体三相体系进行同位素交换实验对反应产物的同位素分析最为有利。我们率先对方解石—镁橄榄石—流体(H_2O+CO_2)三相体系进行了实验研究^[20],所得到的氧同位素分馏系数不仅与两相体系交换实验结果^[17]和理论计算^[4]相一致,而且与根据矿物反应方法得到的数据^[21]相吻合,因此从方法学角度证明了这类实验的可行性。对这一体系的选择是基于如下原因:① 文献中已有这一体系的岩石学相平衡数据,这是开展这类同位素交换反应实验的必要条件;② 前人已对方解石—镁橄榄石体系的氧同位素分馏进行了实验研究和理论计算,这提供了参考数据来检查三相体系交换实验结果的有效性;③ 流体的存在将显著提高矿物之间的同位素交换速率,这可与前人对两相体系交换实验的速率数据相比较;④ 方解石—镁橄榄石矿物共生组合在变质硅质白云岩中较为常见,而镁橄榄石是抗拒同位素退化交换矿物,因此方解石—镁橄榄石矿物对氧同位素分馏能够对变质岩提供有效的地质温度计。

角闪石是岩浆岩和变质岩中最常见的含羟基矿物,但对其氧同位素分馏系数的校准一直存在困难。Bottinga & Javoy^[22]曾对变质岩中石英—角闪石体系的氧同位素分馏进行了经验估计; Matthews 等人^[23]应用三同位素交换技术对透闪石—水体系的氧同位素分馏进行了实验测定,但是没有得到合理的结果。实验岩石学研究已经给出方解石—透闪石—流体三相体系的相平衡关系。Farver & Giletti^[24]的扩散实验研究指示,角闪石中羟基氧的交换速率并不比其它位置上的氧快,因此允许应用部分平衡法进行同位素交换实验。在此基础上我们对方解石—透闪石—流体三相体系进行了两种类型的同位素交换实验^[25]:① 在活塞式高压釜中,采用 $NaCl$ 作为压力介质,实验压力为 10kbar;② 在冷封式压力釜中,采用 CO_2 作为压力介质,实验压力为 5kbar 和 3kbar;为了从不同方向趋近平衡分馏,三个具不同氧同位素组成的方解石被用作起始物料与一个透闪石进行同位素交换。反应结束后,

对产物进行了扫描电镜(SEM)和 X 射线衍射分析,没有发现新的矿物相形成,矿物表面出现有显著的溶解和重结晶。方解石的氧同位素组成采用常规磷酸法测定,对反应溶解留下的透闪石洗净烘干后采用常规 BrF_5 法进行氧同位素分析。单个实验均未达到同位素平衡,因此采用外推技术来得到平衡分馏值。最终所得到的方解石-透闪石体系氧同位素分馏系数在高温区间($>600^\circ\text{C}$)与经验估计^[22]和理论计算^[5]相匹配,在低温区间则系统较大,有待于进一步研究。

3. 热液矿床稳定同位素体系

热液成矿作用涉及各种地质地球化学过程,例如二氧化碳去气作用、流体混合作用、矿物沉淀的储库效应、热液/围岩相互作用和次生热液蚀变作用等。在这些过程中矿物与矿物、矿物与流体之间是否处于同位素平衡对于地球化学示踪研究至关重要,而热液矿物的稳定同位素组成决定于其沉淀时刻的温度和溶液成分。因此,应用已知的溶液中不同物种与矿物之间在热液条件下的稳定同位素分馏系数,能够定量模式上述过程对热液矿物同位素组成共变化的影响。

3.1 热液方解石碳氧同位素体系

研究表明,不仅矿物沉淀温度和热液流体的同位素成分,而且热液中溶解碳的种类都会影响热液方解石碳氧同位素组成,导致所观察的数据点在 $\delta^{13}\text{C} \sim \delta^{18}\text{O}$ 空间呈不同形式的线型分布。将实测数据点与理论模型相比较,并以封闭体系条件下方解石 $\delta^{13}\text{C} \sim \delta^{18}\text{O}$ 相关线作为参考,可以推断对应的成矿地球化学过程,确定热液流体的碳氧同位素组成及其对应的源区,为理解热液矿床形成的原因、过程和历史提供定量地球化学判据。

(1) 二氧化碳去气效应:应用瑞利蒸馏原理进行了复合的 CO_2 去气- CaCO_3 沉淀模式,分别考虑 HCO_3^- 或 H_2CO_3 (包括溶解的 CO_2)作为热液中的溶解碳种类。结果得到,当热液中的溶解碳主要为 H_2CO_3 时,方解石的碳氧同位素组成在 $\delta^{13}\text{C} \sim \delta^{18}\text{O}$ 图解上呈线性展布,其斜率为正但低于封闭体系条件下方解石 $\delta^{13}\text{C} \sim \delta^{18}\text{O}$ 相关线的斜率;当热液中的溶解碳主要为 HCO_3^- 时,方解石的碳氧同位素组成在 $\delta^{13}\text{C} \sim \delta^{18}\text{O}$ 图解上呈近水平线展布^[26]。这些理论结果已经被成功地用来解释日本 Kushikino 金矿区方解石脉的碳氧同位素组成,揭示热液沸腾是引起金矿化的主要机理。

(2) 不同流体混合效应:应用二元混合模式,考虑温度效应,两种不同成因流体(例如岩浆水与海水)的混合将导致方解石的碳氧同位素组成在 $\delta^{13}\text{C} \sim \delta^{18}\text{O}$ 图解上呈某种程度的正相关展布^[27]。目前尚未观察到自然界热液方解石碳氧同位素数据服从流体混合模式。

(3) 热液/围岩相互作用:应用水/岩交换质量守恒方程,考虑含矿的 CaCO_3 饱和溶液流过含碳酸盐围岩裂隙并发生化学反应导致方解石沉淀。结果得到,当热液中的溶解碳主要为 H_2CO_3 时,方解石的碳氧同位素组成在 $\delta^{13}\text{C} \sim \delta^{18}\text{O}$ 图解上呈线性展布,其斜率为正但高封闭体系条件下方解石 $\delta^{13}\text{C} \sim \delta^{18}\text{O}$ 相关线的斜率;当热液中的溶解碳主要为 HCO_3^- 时,方解石的碳氧同位素组成在 $\delta^{13}\text{C} \sim \delta^{18}\text{O}$ 图解上呈近水平线展布^[27]。这些理论结果已经被成功地用来解释德国 Harz 山 Bad Grund 热液铅锌矿床方解石脉的碳氧同位素组成,揭示热液/

围岩相互作用是引起铅锌矿化的主要机理, 成矿流体具有深部地壳来源^[28]。

(4) 次生热液蚀变作用: 应用水/岩交换质量守恒方程, 假定热液中的溶解碳为 HCO_3^- , 得到蚀变方解石的碳氧同位素组成在 $\delta^{13}\text{C} \sim \delta^{18}\text{O}$ 图解上呈离散状展布, 具体取决于蚀变温度和热液的碳氧同位素组成^[27]。这个理论结果已经被成功地用来解释德国 Harz 山 St. Andreasberg 铅锌矿床方解石脉的碳氧同位素组成, 揭示不仅热液/围岩相互作用是引起铅锌矿化的主要机理, 而且矿化受次生的浅成热液迭加^[28]。

3.2 热液矿床硫同位素体系

热液含硫矿物的硫同位素组成不仅决定于源区硫同位素组成, 而且受其形成时的体系封闭性质控制。在封闭体系条件下, 含硫矿物沉淀导致热液溶解硫含量降低, 从而发生储库效应。同时, 在应用 $f\text{O}_2 \sim \text{pH}$ 图解讨论热液硫同位素组成变化时, 要考虑质量守恒^[29]。在开放体系条件下, 流体混合作用是热液矿化发生的重要原因之一, 而区分单个流体或两种流体混合作用对热液矿物硫同位素组成变化的影响则至为关键。从理论上定量模式矿物沉淀的储库效应和不同成因流体混合作用对热液硫化物和硫酸盐矿物硫同位素组成变化的影响, 可以为区别热液成矿机理提供了定量地球化学判据, 有助于澄清人们在应用矿物硫同位素数据判别热液起源和演化方面存在的模糊认识。

(1) 不同流体混合效应: 两种不同成因流体的混合, 将导致热液硫酸盐和硫化物矿物的硫同位素组成在 $\delta^{34}\text{S} - \Delta^{34}\text{S}$ 图解上呈两个斜率相反的线型展布, 对应的硫同位素分馏显著小于平衡条件下的分馏值, 因此得到不合理高的硫同位素温度; 斜率的大小指示了体系中硫酸盐/硫化物的比例, 低温端的最大最小 $\delta^{34}\text{S}$ 值指示两种流体的硫同位素组成, 因此可以用来推测热液的源区^[30]。这个理论结果已经被成功地用来解释: ① 德国 Harz 山 Bad Grund 铅锌矿床重晶石和硫化物的硫同位素组成, 揭示深源地壳流体与浅成地表水热液混合作用是引起重晶石矿化的主要机理^[29]; ② 中国安徽罗河铁矿床的硬石膏和黄铁矿的硫同位素组成, 揭示高温岩浆热液与低温含硫酸盐溶液混合作用是引起玢岩铁矿化的主要机理^[30](图 2)。

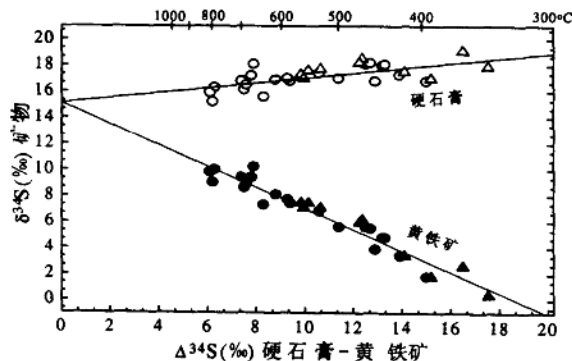


图 2 安徽罗河斑岩铁矿床共生硫酸盐与硫化物矿物之间的硫同位素分馏

(2) 矿物沉淀储库效应: 应用瑞利蒸馏原理, 分别进行了硫酸盐和硫化物沉淀的理论模式。结果得到, 热液矿物的硫同位素组成不仅决定于保留在溶液中硫的分数, 而且决定于氧化硫相对于还原硫的比例^[31]。当硫酸盐矿物从 SO_4^{2-} 为主但含有少量 H_2S 的热液中沉淀时, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值可以随着时间从早阶段稍微大于初始溶液 $\delta^{34}\text{S}$ 值到晚阶段显著低于初始溶液 $\delta^{34}\text{S}$ 值。相反, 当硫化物矿物从 H_2S 为主但含有少量 SO_4^{2-} 的热液中沉淀时, 其 $\delta^{34}\text{S}$ 值可以随着时间从早阶段类似于初始溶液 $\delta^{34}\text{S}$ 值到晚阶段显著大于初始溶液 $\delta^{34}\text{S}$ 值。这个理论结果已经被成功地用来解释德国 Harz 山 Bad Grund 铅锌矿床重晶石的硫氧同位素变化, 具有较低 $\delta^{34}\text{S}$ 值的重晶石被推测为晚阶段沉淀产物^[29]。

(3) 氧逸度和酸碱度效应: 自 Ohmoto^[32]从理论上模式了 $f\text{O}_2$ 和 pH 对热液硫同位素组成的影响以来, 改变了人们简单地将热液矿物硫同位素组成的分布特点与硫源相联系的研究方法。然而, 在应用这种 $f\text{O}_2 \sim \text{pH}$ 图解解释热液矿物硫同位素组成变化时, 往往忽视了大本模式^[32]的前提——封闭体系内的变化必须遵守质量平衡和质量守恒定律。如果 $f\text{O}_2$ 或 pH 变化能够引起热液硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值发生大的变化, 体系内必须存在显著数量的硫酸盐来满足质量平衡和质量守恒限制^[29]。

3.3 热液矿物之间的同位素平衡

共生的热液矿物之间是否达到并保留了它们形式时的同位素平衡, 是应用矿物对同位素分馏进行地质测温的前提。以前多是根据同位素温度与地质产状之间的吻合性来验证同位素平衡。现在, 可以应用 $\delta - \Delta$ 和 $\delta - \delta$ 图解, 依据同位素数据本身判断同位素平衡。

(1) 封闭体系同位素平衡: 两个共生矿物的一组同位素数据在 $\delta - \Delta$ 图解上呈两个斜率相反的线型展布, 对应的同位素分馏即为平衡条件下的分馏值, 因此得到有用的同位素温度; 斜率的大小指示了体系中两种矿物的相对比例, 高温端的最大最小 δ 值指示两种流体的同位素组成, 因此可以用来推测热液的源区^[30,33]。这个理论结果已经被成功地用来解释智利 El Teniente 斑岩铜矿床硬石膏—黄铜矿对的硫同位素变化, 所计算的硫同位素温度大小指示了矿化从早阶段高温到晚阶段低温的演化。

(2) 开放体系同位素平衡: 两个共生矿物的一组同位素数据在 $\delta - \delta$ 图解上呈斜率为 1 的线型展布, 对应于平衡条件下的同位素分馏, 因此能够得到合理的同位素温度^[34]。这个理论预测已经被下列实例所验证: ① 日本 Kushikino 金矿区石英—方解石对的氧同位素数据^[26]; ② 索尔顿地热体系溶解硫酸盐—硫化物对的硫同位素数据^[30]; ③ 德国 Harz 山 Bad Grund 铅锌矿床方铅矿—闪锌矿对的硫同位素数据^[29]。

4. 岩浆去气作用

岩石学研究的前沿领域之一是确定岩浆的起源及其上升过程中所经历的各种地球化学作用。先前, 人们常把岩浆岩硫同位素组成偏离地幔值的现象归因为地壳物质的混染作用。事实上, 去气作用是一个在岩浆上升期间发生的、与混染作用相反的物理过程。岩浆去气作用不仅能够发生在地壳浅部(例如火山喷气作用), 而且可以发生在地幔深处(即地幔去气作用)。岩浆去气过程中的瑞利分馏能够导致残留在熔体内的硫具有显著不同于原始岩浆的

同位素组成。

大量研究表明, 岩浆中既含有以硫化物和硫酸盐形式存在的硫, 也溶解有相当数量的挥发分硫(SO_2 、 H_2S 等)。地幔岩浆上升过程中的去气作用不仅会影响残留熔体中的元素含量, 而且会导致保留在熔体中物质的硫同位素组成显著偏离原始地幔值。理论计算和实验测定均已揭示, 在上地幔温度下, 不同物质之间仍然存在一定的硫同位素分馏。因此可以预测, 地幔去气作用能够引起保留在储库内物质的硫同位素组成发生一定的变化。

我们根据开放体系条件下的瑞利分馏原理, 应用已知的气体与固体之间在高温条件下的硫同位素分馏系数, 定量模式了岩浆上升过程中二氧化硫或硫化氢去气作用对火成岩和地幔来源物质硫同位素组成的影响^[35-36]。结果表明, 岩浆去气所引起的大的正或负 $\delta^{34}\text{S}$ 值将特征地伴有非常低的硫含量(明显地低于岩石平均含量)。大的硫含量变化但狭窄的近地幔 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布则是由于岩浆去气作用发生在熔体中硫酸盐/硫化物比值接近阈值的条件下(阈值指在一定的硫酸盐/硫化物比值时, 岩浆挥发份与熔体之间的硫同位素分馏系数为零, 因此岩浆去气不会改变熔体的硫同位素组成)。Zheng^[35]计算得出, H_2S 去气的阈值为 0.90~0.93, 而 SO_2 去气的阈值为 0.30~0.41, 具体取决于温度大小。通常, 岩浆去气作用往往导致分析数据在 $\delta^{34}\text{S}$ 值相对于硫含量的图解上呈扇形分布, 扇尖往往指向岩浆去气前的原始岩浆 $\delta^{34}\text{S}$ 值^[37](图 3)。这些理论模式结果可以很好地解释地幔来源物质 $\delta^{34}\text{S}$ 值的分散。

我们的模式证明了岩浆去气作用同样可以岩浆岩的硫同位素组成显著偏离地幔值并具有一定的变化范围, 提出了区分岩浆混染与去气作用的地球化学标准^[37-38]。将这些理论模式应用到大量已知的硫同位素地球化学观察, 可以解释许多尚未得到满意结论的元素和同位素数据, 推进了现代岩石学研究。结果使人们认识到: 不仅地壳物质通过板块俯冲可以引起地幔硫同位素不均一性, 而且地幔去气作用也能够导致幔源物质硫同位素组成具有大的变化; 原始地幔可能在稳定同位素组成上是均一的, 现在观察到的所谓地幔硫同位素不均一性是次生的。

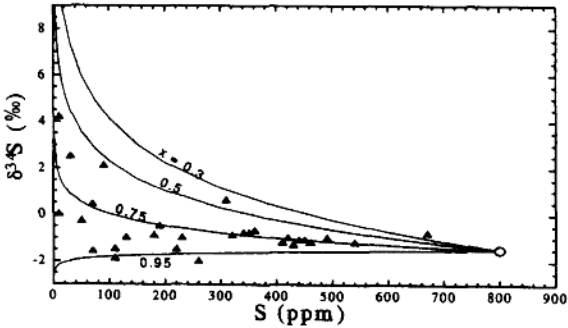


图 3 岩浆去气的硫同位素效应。图中数据点代表冰岛火山岩; 曲线为理论模式结果, 假定去气温度为 1000 °C, 原始岩浆的硫含量为 800ppm, $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -1.5 ‰, x 为熔体中硫化物硫摩尔分数。

5. 小结

稳定同位素方法已成为现代地球科学研究的重要手段之一，它主要能够用于如下目的：① 成岩成矿物质源区鉴定，② 矿物岩石形成温度确定，③ 成岩成矿地球化学机理推测。我们认识到：① 自然界的同位素变化既有规律性也有复杂性，常常是“不识庐山真面目，只缘身在此山中”；② 岩石和矿床地球化学研究犹如“瞎子摸象”，能否采集到具有充分代表性的样品进行地球化学分析至关重要；③ 我们对控制自然界同位素变化原理的理解仍然是有限的，同位素地球化学研究的方向之一就是不断地发展和完善这些原理。理论模式则有助于我们高屋建瓴地分析问题，因此已成为国际上同位素地球化学研究的前沿方向之一。我们的研究进一步从方法学上发展矿床同位素地球化学数据解释的理论基础，并根据在自然界所观察到的大量同位素数据检验了这些模式的地球化学应用。这在一定程度上促进了同位素地球化学研究从半定量到定量方向的转化，提高了人们应用同位素地球化学方法解决地质学中的一些重要问题的认识水平，为进一步定量研究地壳中的流体地球化学过程奠定了基础。

致谢：本研究得到国家杰出青年科学基金和中国科学院百人计划专项经费资助，工作中得到 J. Hoefs、P. Metz 和 M. Satir 教授的支持和帮助。

参考文献

- [1] Taylor H.P. Jr. & Epstein S. Relationships between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks, Part 2. Application to petrologic problems. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1962, 73:675 ~ 694
- [2] Schuetze H. Der isopenindex - eine Inkrementenmethode zur naherungsweise Berechnung von Isotopenaustauschgleichgewichten zwischen kristallinen Substanzen. *Chem. Erde*, 1980, 39:321 ~ 334
- [3] Zheng Y.F. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, 55:2299 ~ 2307
- [4] Zheng Y.F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, 57:1079 ~ 1091
- [5] Zheng Y.F. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1993, 120:247 ~ 263
- [6] Zheng Y.F. Oxygen isotope fractionation in wolframite. *Eur. J. Mineral.*, 1992, 4:1331 ~ 1335
- [7] Zheng, Y.F. Oxygen isotope fractionation in metal monoxides. *Mineral. Mag.*, 1994, 58A:1000 ~ 1001
- [8] Zheng Y.F. Oxygen isotope fractionation in uranium oxides. *Nuclear Sci. Techniq.*, 1995, 6:193 ~ 197
- [9] Zheng Y.F. Oxygen isotope fractionations involving apatites: Application to paleotemperature determination. *Chem. Geol.*, 1996, 127:177 ~ 187
- [10] Zheng Y.F. Oxygen isotope fractionation in zinc oxides and implications for zinc mineralization in the Sterling Hill deposit, USA. *Mineral. Deposita*, 1996, 31:98 ~ 103
- [11] Zheng Y.F. Prediction of high-temperature oxygen isotope fractionation factors between mantle minerals. *Phys. Chem. Minerals*, 1997, 24:356 ~ 364

- [12] Zheng Y.F. Oxygen isotope fractionation between hydroxide minerals and water. *Phys. Chem. Minerals*, 1998, 25:213 ~ 221
- [13] Zheng Y.F. Oxygen isotope fractionation in SiO_2 and Al_2SiO_5 polymorphs: effect of crystal structure. *Eur. J. Mineral.*, 1993, 5:651 ~ 658
- [14] Zheng Y.F. Oxygen isotope fractionation in magnetites: structural effect and oxygen inheritance. *Chem. Geol.*, 1995, 121:309 ~ 316
- [15] Zheng Y.F. Oxygen isotope fractionation in TiO_2 polymorphs and application to geothermometry of eclogites. *Chinese J. Geochem.*, 1995, 14:1 ~ 12
- [16] Clayton R.N., Goldsmith J.R. & Mayeda T.K. Oxygen isotope fractionation in quartz, albite, anorthite and calcite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, 53:725 ~ 733
- [17] Chiba H., Chacko T., Clayton R.N. & Goldsmith J.R. Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, magnetite and calcite: Application to geothermometry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1989, 53:2985 ~ 2995
- [18] Rosenbaum J.M. & Matthey D. Equilibrium garnet-calcite oxygen isotope fractionation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, 59:2839 ~ 2842
- [19] Gautason B., Chacko T. & Muehlerbachs K. Oxygen isotope partitioning among perovskite (CaTiO_3), cassiterite (SnO_2) and calcite (CaCO_3). *Abstr. Prog. Joint Annual Meeting GAC & MAC*, Edmonton, 1993, A34
- [20] Zheng Y.F., Metz P., Satir M. and Sharp Z.D. An experimental calibration of oxygen isotope fractionation between calcite and forsterite in the presence of a CO_2 - H_2O fluid. *Chem. Geol.*, 1994, 116:17 ~ 27
- [21] Zheng Y.F., Metz P., Satir M. and Sharp Z.D. Oxygen isotope fractionation between calcite and forsterite via reaction from dolomite and tremolite at 680 °C. *Eur. J. Mineral.*, 1994b, 6:179 ~ 186
- [22] Bottinga Y. & Javoy M. Oxygen isotope partitioning among minerals in igneous and metamorphic rocks. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1975, 13:401 ~ 418
- [23] Matthews A., Goldsmith J.R. & Clayton R.N. Oxygen isotope fractionations involving pyroxenes: the calibration of mineral-pair geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1983, 47:631 ~ 644
- [24] Farver J.R. & Giletti B.J. Oxygen diffusion in amphiboles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1985, 49:1403 ~ 1411
- [25] Zheng Y.F., Metz P. and Satir M. Oxygen isotope fractionation between calcite and tremolite: an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1994, 118:249 ~ 255
- [26] Zheng Y.F. Carbon-oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO_2 : A quantitative evaluation and application to the Kushikino gold mining area in Japan. *Mineral. Deposita*, 1990, 25:246 ~ 250
- [27] Zheng Y.F. and Hoefs J. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites: Theoretical modelling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineral. Deposita*, 1993, 28:79 ~ 89
- [28] Zheng Y.F. and Hoefs J. Stable isotopic geochemistry of hydrothermal mineralizations in the Harz Mountains: I. Carbon and oxygen isotopes of carbonates and implications for the origin of hydrothermal fluids. *Monograph Series on Mineral Deposits*, 1993, 30:169 ~ 187
- [29] Zheng Y.F. and Hoefs J. Stable isotopic geochemistry of hydrothermal mineralizations in the Harz

Mountains: II. Sulfur and oxygen isotopes of sulfides and sulfate and constraints on metallogenetic models. Monograph Series on Mineral Deposits, 1993, 30:211 ~ 229

- [30] Zheng Y.F. Sulphur isotope fractionation between sulphate and sulphide in hydrothermal ore deposits: Disequilibrium vs. equilibrium processes. *Terra Nova*, 1991, 3:510 ~ 516
- [31] Zheng Y.F. and Hoefs J. Effects of mineral precipitation on the sulfur isotope composition of hydrothermal solutions. *Chem. Geol.*, 1993, 105:259 ~ 269
- [32] Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Econ. Geol.*, 1972, 67:551 ~ 579
- [33] Zheng Y.F. Discussion on the use of $\delta - \Delta$ diagram in interpreting stable isotope data. *Eur. J. Mineral.*, 1992, 4:635 ~ 643
- [34] Zheng Y.F. On the use of $\delta - \delta$ diagram as test for equilibrium in stable isotope geothermometry. *Isotopenpraxis*, 1991, 27:259 ~ 262
- [35] Zheng Y.F. The effect of Rayleigh degassing of magma on sulphur isotope composition: A quantitative evaluation. *Terra Nova*, 1990, 2:74 ~ 78
- [36] Zheng Y.F. Sulfur isotope evidence for magma degassing. *Sci. Geol. Sinica*, 1994, 3:41 ~ 49
- [37] Zheng, Y.F. Sulfur isotopes in the mantle. *Naturwissenschaften*, 1992, 79:511 ~ 512
- [38] Zheng Y.F. Comment on "Sulfur isotope ratios of the magnetite-series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith - A reconnaissance study" by Ishihara and Sasaki. *Geology*, 1990, 18:671 ~ 673

大别山俯冲陆壳与上地幔的相互作用

李曙光

1. 前言

大陆俯冲是 80 年代以来大陆动力学研究的最重要进展之一。比重较轻的大陆地壳可以俯冲到地幔深度这一认识是由 Smith^[1]和 Chopin^[2]首先分别在挪威西部片麻岩区及西阿尔卑斯的典型陆壳岩石中发现柯石英而提出的。此后 Sobolev 和 Shatsky^[3]及 Xu 等人^[4]率先分别在北哈萨克斯坦及大别山的片麻岩和榴辉岩中发现金刚石,从而认识到陆壳俯冲深度可达 130km(40kb)以上。大陆地壳可以俯冲到地幔深度这一认识向我们提出的一个重要科学问题就是俯冲陆壳与上地幔的相互作用。我们尤其希望了解:① 地幔可否对俯冲陆壳岩石的同位素组成产生显著影响;② 俯冲陆壳可否象俯冲洋壳一样析出足够流体交代上覆地壳 地幔,并诱发部分熔融产生同碰撞岩浆作用;③ 俯冲到地幔深度的榴辉岩相陆壳可否拆离再循环进入对流地幔。然而在 1995 年以前这方面的实际工作很少。最近几年随着在大别山及苏鲁超高压岩石中发现异常低 $\delta^{18}\text{O}$ 值及对北大别地体同碰撞或碰撞后镁铁-超镁铁岩侵入体的地球化学研究,这一领域的研究工作开始活跃起来。该领域目前已取得三个方面的重要认识:①上地幔对俯冲陆壳岩石的同位素组成影响很小;②俯冲陆壳可析出流体交代楔形地幔,使其成为具有 Nb 亏损及 EM I Sr, Nd 同位素特征的富集地幔;③俯冲陆壳深部的榴辉岩相岩石可以被断离再循环进入对流地幔成为地幔中的 EM I 端元。这三方面认识的依据如下。

2. 超高压变质岩异常低 $\delta^{18}\text{O}$ 值的发现及地球动力学意义

Yui 等^[5]和 Zheng 等^[6]发现苏北青龙山含柯石英榴辉岩及超高压石英岩具有异常低 $\delta^{18}\text{O}$ 值(-6.8‰至-10.4‰)。这样低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值在变质岩中很少见,它只有当岩石与大气降水进行充分同位素交换才能获得。显然青龙山超高压变质岩的原岩曾经是近地表火山岩并与大气降水进行过强烈的水-岩作用。该发现揭示的一个重要事实是这种近地表岩石在俯冲到地幔深度后其氧同位素组成并没有受上地幔氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}\approx 5.7\text{‰}$)的影响而被保存下来。

进一步对大别山双河超高压变质岩氢-氧同位素调查表明,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值可以从+7.0‰(榴辉岩)和+10.3‰(高压片麻岩)变化到-2.6‰(榴辉岩)和-4.7‰(高压片麻岩)^[7,8]。它们含羟基矿物的低 δD 值(-77‰至-109‰)证明该岩石也曾与大气降水进行过同位素交换作用^[7,8]。它们在经过深俯冲以后,部分岩石仍具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,说明地幔对它们的同位素组成影响有限。

除了氢氧同位素外,大别山-苏鲁含柯石英榴辉岩及超高压片麻岩中观察到的某些非常低的 ϵ_{Nd} 值(-19)^[9]和非常高的 ϵ_{Nd} 值(+260—+174)^[10],以及很高的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值($\approx 0.71271 \pm 7$)^[11],也远超出上地幔的一般范围,它们反映的是俯冲陆壳原岩的同位素特征,很少受

到地幔的影响。

上地幔对俯冲陆壳岩石同位素组成的影响很小这一事实在动力学上要求, 已出露地表的超高压变质岩在地幔滞留时间很短。郑永飞等根据氧同位素交换动力学估算其地幔滞留时间应小于 20Ma^[7]。此外它还要求超高压变质岩在地幔滞留期间大部分时间应是干燥无粒间水的, 这样可使俯冲陆壳与上地幔之间通过扩散实现同位素交换的速率大大降低。

3. 北大别同碰撞辉石 辉长岩侵入体的识别及地球动力学意义

北大别地体北以磨子潭—晓天断裂为界, 南以五河—水吼断裂为界。它在三叠纪以前的构造背景目前还存在认识分歧, 如扬子陆壳北缘^[12], 扬子和华北陆块间的微陆块^[13,14], 或古岛弧^[15,16]、华北陆块南缘^[17]等。然而大多数作者已接受在三叠纪陆—陆碰撞时, 北大别地体是仰冲盘^[13-17], 因为在北大别未发现超高压变质岩而仅有正常下地壳麻粒岩出露。

北大别地体中有两类超镁铁岩出露。一种是强变形构造就位于片麻岩中的橄榄岩岩块。它们是北大别地体或华北南缘的岩石圈地幔碎块。如饶拔寨橄榄岩, 它的构造就位时代为 $244 \pm 11\text{Ma}$ ^[18]。该岩体中的石榴辉石岩及辉石岩脉锆钨同位素及痕量元素组成具有岛弧火山岩特征^[19,20](图 7), 这表明它在构造就位前曾受到先期俯冲洋壳析出流体的交代富集作用。另一种是没有变质、变形的辉石岩—辉长岩侵入体。在岩体边部常可见到燕山期花岗岩脉侵入该类岩体, 岩体内部可发现有片麻岩捕虏体。现已获得该类三个岩体的 Sm-Nd 年龄。它们是最大的辉石岩侵入体, 祝家铺岩体为 $231 \pm 44\text{Ma}$ ^[18]; 任家湾辉石岩体为 $228 \pm 41\text{Ma}$ ^[21]和最大的辉长岩侵入体为 $238 \pm 28\text{Ma}$ ^[22]。由于这些年龄较大的误差, 尚不能据此推断该类岩石是否可能形成于大陆壳俯冲时期, 还是形成于俯冲板块断离之后。已报导的该岩体的角闪石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄为 $124.1 \pm 0.6\text{Ma}$, $125 \pm 0.5\text{Ma}$ 和 $129.7 \pm 0.6\text{Ma}$ ^[14,23]。加之这类岩体没有变质、变形, 因而一些作者认为它们应是燕山期碰撞后侵入体^[17]。我们认为这些较年轻的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄可能指示的仅是角闪石的形成时代, 它交代辉石, 因而该年龄可能指示水热交代作用发生时代。它表明, 该水热交代作用可能与大别造山带白垩纪时拉张环境下的强烈岩浆和构造隆升热事件有关^[23-24]。这一解释被我们最近获得的该类辉石-辉长岩的两组锆石 U-Pb 年龄所证明。一组锆石 U-Pb 谱和年龄为 130Ma 左右, 另一组谱和年龄为 180Ma 左右(李曙光等尚未发表年龄)。前者与角闪石 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄一致, 后者则可能指示岩体的形成时代。

应当指出, 北大别辉石岩-辉长岩侵入体年代学工作还是初步的。已报导的 Sm-Nd 年龄不仅误差还较大, 而且水热交代矿物(角闪石、黑云母)与岩浆矿物的同位素不平衡现象有可能使等时线斜率增高, 这可能是它们老于锆石年龄的一个重要原因。因此进一步更精确、深入的年代学工作显然是必要的。精确的定年对判断地幔部分熔融及岩浆形成机制非常重要。

大量的年代学研究表明扬子陆壳俯冲发生在 244Ma ~ 200Ma 期间, 200Ma ~ 195Ma 俯冲板块断离并导致俯冲陆壳整体抬升^[25]。如果充分考虑年龄误差, 已获得的辉石-辉长岩 Sm-Nd 年龄的下限与初步获得的锆石年龄一致。它们表明这些辉石-辉长岩侵入体可能形成于俯冲板块断离之后。世界上某些造山带确有发生在超高压变质时代之后的“同碰撞岩浆

岩”。如在阿尔卑斯超高压变质时代为 55Ma ~ 35Ma，而这里的一些花岗岩侵入体和镁铁质岩墙群在 33Ma ~ 24Ma 侵入^[26]；在希腊爱琴岛高压变质发生在 40Ma ~ 30Ma，而具有地幔同位素特征的花岗岩侵入体发生在 22Ma ~ 14Ma^[26]。Davies and Blanckenburg(1995)称这类岩石为同碰撞岩浆岩并解释这类岩浆作用与俯冲板块断离后，软流圈地幔物质上涌有关^[26]。显然，北大别的同碰撞辉石-辉长岩侵入体可能与阿尔卑斯造山带的同碰撞岩浆岩具有类似的成因。如果这一成因机制是正确的话，该类同碰撞镁铁-超镁铁岩的形成时代可以指示俯冲陆壳发生断离的时代。

北大别同碰撞辉石岩 辉长岩侵入体分布在仰冲壳楔一侧。这使其地幔源区有可能受到俯冲陆壳析出流体的改造。因此，尽管该同碰撞镁铁-超镁铁岩浆的形成机制还有许多不确定性，但是该幔源岩石都携带了俯冲陆壳与地幔楔可能发生的相互作用的记录。它为我们研究这一壳幔相互作用打开了一个窗口，并为进一步的地球化学研究提供了最基本的条件。事实上，该岩浆作用发生在陆壳俯冲时期还是其断离之后，只是岩浆对其地幔源“取样”时代的差异，而不影响研究其地幔源的性质。

4. 大别山同碰撞幔源镁铁质岩浆的痕量元素及 Sr-Nd 同位素特征: 俯冲陆壳析出流体交代楔形地幔的证据

大别山同碰撞辉石岩 辉长岩侵入体具有 LREE、Rb、Ba、Pb 富集而高场强元素 (Nb、Zr、Ti) 亏损的痕量元素特征^[27]。这种具有 Nb 亏损特征的玄武岩通常形成在与俯冲带有关的构造环境中。然而由于陆壳中的长英质岩石同样具有显著的 Nb 亏损，陆壳混染也可以用来解释某些大陆玄武岩的 Nb 亏损特征。因此判别大别山同碰撞镁铁-超镁铁岩的高场强元素亏损特征究竟是反映了它形成于俯冲带还是陆壳混染的结果则是该研究的关键问题。

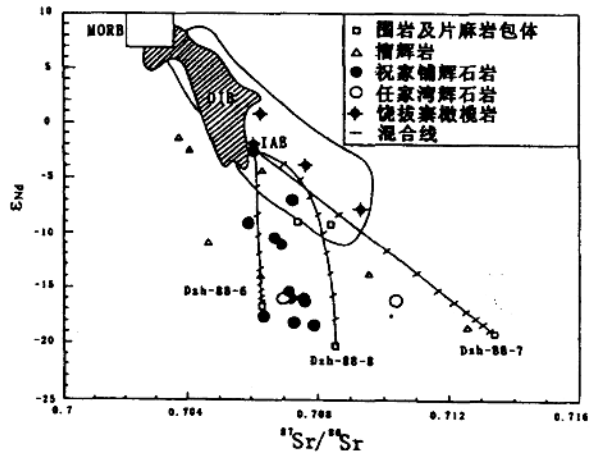


图 1 大别山同碰撞辉石岩及其围岩，饶拔寨橄辉岩及柯石英榴辉岩 Sr-Nd 同位素图。
MORB = 洋中脊玄武岩；OIB = 海岛玄武岩；IAB = 岛弧玄武岩。

由于陆壳的 Nb 含量与来自亏损地幔的洋中脊玄武岩(MORB)相差不大,但陆壳岩石的 Ti/Zr、Ti/Y,尤其是 Ti/Zr 比值明显小于 MORB。我们利用 Ti/Y—Ti/Zr 图成功地判断出陆壳混染对北大别同碰撞镁铁超镁铁岩岩浆中高场强元素含量的影响是微不足道的,它们的高场强元素亏损及高 Ti/Y、Ti/Zr 特征基本上反映了它们源区的特征^[27]。因此这些镁铁超镁铁堆晶岩的初始岩浆应源于一个受俯冲板块析出流体交代过的上地幔。然而仅根据痕量元素特征我们还无法判断这一交代地幔的流体是源于俯冲洋壳还是源于俯冲陆壳。它们的 Sr、Nd 同位素特征可协助我们解决这一问题。图 1 显示大别山同碰撞镁铁超镁铁岩的 Sr、Nd 同位素具有 EMI 特征,其中祝家铺辉石岩样品在 Sr-Nd 同位素图上形成一混合趋势。该趋势与岛弧玄武岩(IAB)的变化趋势不同,在具有相似的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的情况下,大别山同碰撞镁铁超镁铁岩具有低的多的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(-2.4 到-18.2)^[28]。对此可以有两种解释:①该同碰撞岩浆源于一受先期洋壳俯冲交代富集的地幔(与 IAB 类似),而在岩浆侵入到陆壳时,进一步受陆壳混染所致;②该同碰撞岩浆源于一受俯冲陆壳析出流体不均匀交代富集的地幔。

前已述,饶拔寨橄辉岩被视为三叠纪前北大别地体以下岩石圈地幔的碎块。它的石榴辉石岩及辉石岩脉的 Sr、Nd 同位素组成落在 IAB 区内(图 1),这表明该地幔的确在扬子陆壳俯冲前已受到先期俯冲洋壳的交代改造。祝家铺辉石岩中 ϵ_{Nd} 值最高(-2.4)的样品也与它们同位素组成相似。问题是祝家铺辉石岩中 ϵ_{Nd} 值最低者(-18.2)可否由该地幔岩区析出的岩浆经陆壳混染而成。图 1 显示,祝家铺辉石岩侵入体的围岩(黑云母角闪斜长片麻岩)及片麻岩捕虏体的 Sr-Nd 同位素组成基本上与辉石岩侵入体类似,其 ϵ_{Nd} 值最低者也仅为-20。很显然,一个 $\epsilon_{\text{Nd}}=-2.4$ 的岩浆如果要通过这种围岩的同化混染将 ϵ_{Nd} 值降低至-18,将需要极高比例的陆壳混染,同时使岩浆的主要元素组成产生极大变化。图 1 显示以 $\epsilon_{\text{Nd}}=-2.4$ 的样品近似代表未受陆壳混染的初始岩浆端元(实际初始岩浆的 $\epsilon_{\text{Nd}}>-2.4$),以三个 ϵ_{Nd} 最低的围岩及片麻岩包体样品为混染围岩的组成端元的二元混合模拟计算表明:浅色的混合片麻岩(Dzh88-7)具有过高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 组成而不适宜做混合端元(因为混合岩化作用发生在辉石岩体侵入以后),而两个灰色片麻岩围岩及片麻岩捕虏体可作为混合端元模拟辉石岩 Sr、Nd 同位素组成,但要求有 80%~90%的围岩混入量才可能使辉石岩的 ϵ_{Nd} 值降至-16 到-18。这样被同化混染岩浆的 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Na_2O 、 K_2O 含量将极大上升,而 MgO 、 FeO 含量极大下降,如此,该岩浆的主要元素组成已不再是辉石岩类的镁铁超镁铁岩。如果用 10%~20%的小比例围岩混染,虽然主要元素可保持变化不大,但 ϵ_{Nd} 值则不能降至所观测到的-16 到-18 的低值。这表明围岩同化混染模型不能解释祝家铺辉石岩的 Sr、Nd 同位素组成。如前所述,北大别辉石-辉长岩普遍遭受了以角闪石、黑云母部分取代辉石的水热交代作用。如果该交代流体是北大别陆壳在燕山期发生部分熔融以前因受热而驱赶出来的,则它可强烈改造辉石-辉长岩的同位素组成而不改变其主要元素组成。然而当我们对任家湾辉石岩的 Sm-Nd 同位素数据^[21]进行重新计算后发现,岩浆结晶矿物辉石和斜长石的连线给出 207 120Ma 和初始 $\epsilon_{\text{Nd}}=-17$;而水热交代矿物角闪石与黑云母连线给出年龄 209 57Ma 和 $\epsilon_{\text{Nd}}=-16.5$ 。后者与前者类似或略高于前者。如果该水热交代作用发生在 130Ma,则角闪石和黑云母在 130Ma 时的初始 ϵ_{Nd} 分别为-17.1 和-17.7,它们也类似或略高