科学通报 2009 年 第 54 卷 第 14 期: 2008 ~ 2026
专题: 华北克拉通破坏 评 述 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

橄榄岩-熔体相互作用: 克拉通型岩石圈地幔能够被破坏之关键

张宏福

中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029
E-mail: hfzhang@mail.igcas.ac.cn

2009-01-21 收稿, 2009-03-26 接受
国家自然科学基金重点项目(批准号: 40534022)、国家自然科学基金重大研究计划(批准号: 90714008)和中国科学院知识创新工程重要方向性项目(编号: KZCX2-YW-103)资助

摘要 对近年来华北克拉通不同时代地幔橄榄岩捕虏体和捕虏晶的研究结果进行了系统的归纳和总结, 旨在为华北克拉通破坏过程的进一步研究提供新的思路. Re-Os 同位素研究结果证明华北岩石圈减薄前岩石圈地幔的确形成于太古代. 这种密度低、难熔程度高的古老岩石圈地幔能够被破坏和减薄的关键是由橄榄岩与多来源熔体的相互作用造成岩石圈地幔的组成和物理性质的改变引起的. 华北克拉通周边板块的俯冲-碰撞作用不仅提供了克拉通破坏的动力来源, 而且俯冲下去的大陆壳或大洋壳物质熔融还为岩石圈地幔组成的改变提供了源源不断的熔体. 120 Ma 左右的区域性热异常的存在导致已经被改造的岩石圈地幔熔融, 此时或随后岩石圈的伸展作用以及软流圈上涌进一步加剧了地幔的熔融和岩石圈的减薄. 因此, 华北岩石圈的破坏和减薄是橄榄岩-熔体相互作用(加挥发分)、区域热异常的升高(增温)和岩石圈伸展(减压)联合作用的结果. 这一复杂的地质过程最终形成了华北中生代、新生代高度化学不均一的"混合"岩石圈地幔, 并导致了不同地区不同时代地幔橄榄岩捕虏体组成的巨大差异.

关键词
华北克拉通
岩石圈地幔
橄榄岩-熔体相互作用
熔体来源
克拉通破坏

根据地球早期分异理论, 古老的大陆地壳最初是通过原始地幔经过高程度部分熔融产生的岩浆喷出地表后形成的, 而其残留的难熔部分就构成了大陆岩石圈地幔 [1~6]. 因此, 古老克拉通应该具有 3 大特征: (1) 岩石圈地幔比下伏的软流圈轻. 这是因为岩石圈形成过程中的岩浆抽取事件导致了岩石圈地幔相对亏损Fe, Ca, Al和碱金属元素、但却富Mg, 造成岩石圈地幔密度(约 3.0 g/cm^3)比下伏的软流圈(约 3.35 g/cm^3)低. 这一密度的差异解释了为什么大多数克拉通型岩石圈自其形成以后能够保持长期稳定、为什么克拉通型岩石圈能够在全球板块构造体系中作为致密块体; (2) 岩石圈地幔与其上覆下地壳的形成年龄是耦合的, 显然, 在古老克拉通地区, 太古代地壳之下应该存在相应的太古代岩石圈地幔, 并且这种岩石圈地幔应该是古老的、难熔的, 并由尖晶石相、石榴石相到金刚石相的橄榄岩组成; (3) 岩浆活动不发育, 仅出现零星分布的金伯利岩. 这是因为相对较轻的岩石圈地幔阻止了软流圈热对流的影响, 从而形成低的地温梯度和厚达 200 多公里的岩石圈. 南非Kaapvaal克拉通内部金伯利岩携带的地幔橄榄岩捕虏体的矿物、元素和Re-Os同位素研究提供了一个很好的例证 [7~11].

全球主要太古代克拉通下的岩石圈地幔自其形成以后的确是稳定的, 例如南非Kaapvaal克拉通和俄罗斯西伯利亚克拉通 [3,6,9,10,12,13]. 然而, 我国华北太古代克拉通却并非如此. 华北古生代金伯利岩和新生代玄武岩携带的地幔橄榄岩捕虏体和矿物捕虏晶的研究表明古生代华北的确曾经存在古老的、厚的、冷

引用格式: 张宏福. 橄榄岩-熔体相互作用: 克拉通型岩石圈地幔能够被破坏之关键. 科学通报, 2009, 54: 2008~2026
Zhang H F. Peridotite-melt interaction: a key point for the destruction of cratonic lithospheric mantle. Chinese Sci Bull, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-009-0084-8

的克拉通型岩石圈地幔，但现已转变成“年轻”的、薄的、热的类似“大洋型”的岩石圈地幔[14~25]. 这就意味着华北克拉通下岩石圈地幔的物理和化学性质在中生代发生了巨大的变化[26~42]. 华北克拉通的这种演化过程完全不同于全球其他太古代克拉通，但却类似于美国西部和南极半岛[43,44]，这与人们以前理解的岩石圈演化过程相矛盾. 也就是说，古老克拉通所具有的 3 大典型特征在华北克拉通均遭到了破坏. 因此，正确理解造成岩石圈破坏的原因和机理以及引起岩石圈破坏的地球动力学机制就显得尤为重要.

已有的研究显示，自下而上的热和化学侵蚀作用可能是造成华北东部岩石圈减薄和破坏的重要机制[22]，而自上而下的下地壳拆沉作用[31,36]则相对较难实现. 然而，数值模拟显示，由于岩石圈地幔低的热导率及其黏滞度对温度的强烈依赖性，小规模的对流不稳定造成的热-机械减薄不会超过 30 km[45]. 南非Kaapvaal克拉通白垩纪直接位于地幔柱之上，但其现今岩石圈仍有 200 km厚[46]，该岩石圈未见明显减薄的事实说明纯粹的热侵蚀并不能造成岩石圈大规模的减薄. 因此，作者认为橄榄岩-熔体相互作用造成的岩石圈地幔化学组成和物理性质如热导率和黏滞度的变化，才是克拉通型岩石圈地幔能够被大规模减薄和破坏之关键. 本文旨在总结近年来我国在这方面的研究成果，包括新发现的一些橄榄岩-熔体相互作用的证据及其反映的地球动力学意义，以期为进一步的深入研究提供基础资料和借鉴.

1 减薄前华北岩石圈地幔状态：来自金伯利岩及其相关捕虏体的证据

华北东西两个太古代古陆核于古元古代拼合形成统一的克拉通后一直处于构造稳定状态[47]，这种状态一直持续到早古生代，这期间未见明显的岩浆活动印记. 中奥陶世金伯利岩的喷发是华北克拉通化后首次出现的岩浆活动. 因此，这些金伯利岩及其携带的橄榄岩捕虏体、矿物捕虏晶和金刚石中固体矿物包裹体就成为探讨岩石圈减薄前华北岩石圈地幔性质和组成的直接样品. 含金刚石金伯利岩皆出现在冀鲁辽古陆核内，而不含金刚石的金伯利岩多分布在冀鲁辽古陆核西侧和古元古代碰撞造山带内(图 1)，其中辽宁锦西金伯利岩是近年来新发现的[49].

Dobbs等人[50]首次对山东蒙阴金伯利岩进行了测年，获得胜利 1 号岩管中钙钛矿的U-Pb年龄为(456±8) Ma. 张宏福和杨岳衡[51]对产自同一岩管中

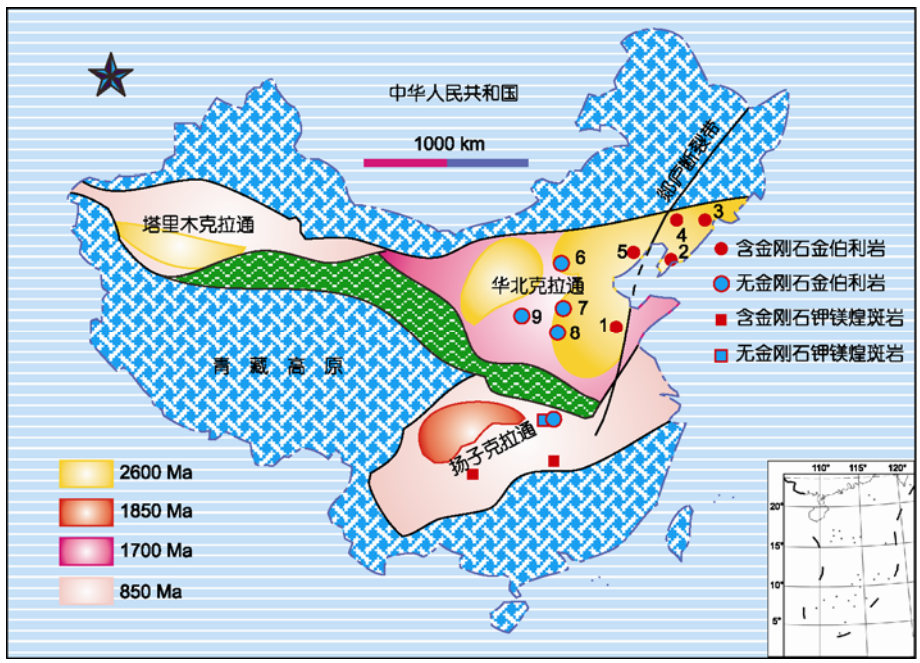


图 1 中国东部金伯利岩和钾镁煌斑岩分布图

基底年龄引自Zhang等人[48]. 华北克拉通现已发现的金伯利岩分布点: 1，山东蒙阴; 2，辽宁复县; 3，辽宁桓仁; 4，辽宁铁岭; 5，辽宁锦西; 6，山西应县; 7，河北涉县; 8，河南鹤壁; 9，山西柳林

的金云母巨晶进行了Ar-Ar测年，获得坪年龄和等时线年龄分别为(466.3±0.3)和(464.9±2.7) Ma，该年龄与钙钛矿的U-Pb年龄接近，表明蒙阴金伯利岩侵位于(465±2) Ma. 同时，复县50号岩管中金云母巨晶的Ar-Ar坪年龄和等时线年龄分别为(463.9±0.9)和(463.9±6.3) Ma[51]. 同时，Dobbs等人[50]和Lu等人[52]对复县金伯利岩中金云母进行了同位素分析，获得其Rb-Sr模式年龄分布在452~465 Ma之间，并获得一个很好的等时线年龄为(461.7±4.8) Ma. 这与李秋立等人[53]采用金云母单颗粒Rb-Sr等时线法获得的辽宁复县金伯利岩中金云母的(463±7) Ma等时线年龄完全一致. 所有这些年龄的一致性说明复县和蒙阴金伯利岩基本上是同期就位的，其就位时间约为距今465 Ma.

1.1 减薄前华北岩石圈地幔时代：橄榄石组成制约

Boyd[12]在研究大洋岩石圈地幔橄榄岩时发现橄榄石的百分含量与其Fo间存在相关关系(图 2)，即橄榄石的百分含量越高其Fo越高，并将这一演化趋势

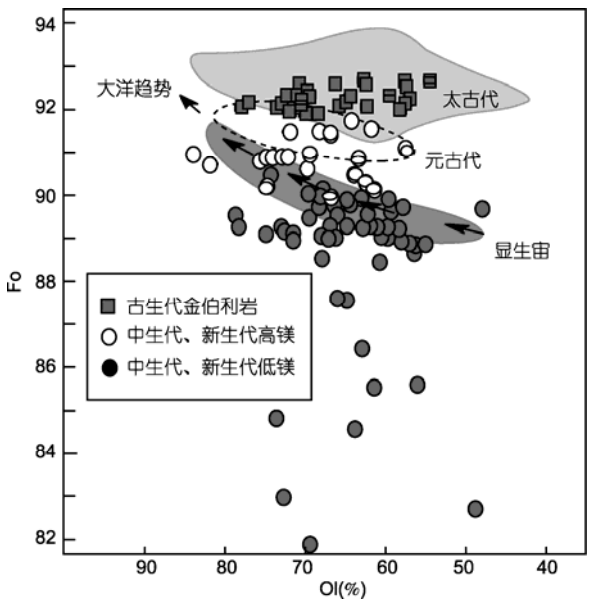


图 2 华北地幔橄榄岩捕虏体中橄榄石的百分含量与其 Fo 图解

太古代、元古代和显生宙组成范围引自Griffin 等人[54]，大洋趋势引自Boyd[12]. 图中古生代金伯利岩代表产自古生代金伯利岩里的橄榄岩捕虏体中橄榄石组成(引自池际尚等人[55]；郑建平[28]；郑建平和路凤香[56])，中生代、新生代高镁和低镁分别代表华北中生代、新生代玄武岩携带的高镁和低镁橄榄岩中橄榄石组成(中生代资料引自Yan等人[57]，Ying等人[41]，Zhang等人[58]，新生代资料引自Fan等人[21]，Rudnick等人[25]，Tang等人[59]，Xiao等人(未发表资料))

命名为“大洋趋势”. 该趋势被认为是在大洋岩石圈地幔形成过程中由单一玄武质岩浆抽取事件造成的[12]，也就是说随着部分熔融程度升高残留地幔橄榄岩中橄榄石含量增多，相应的橄榄石的Fo升高，即亏损程度增加. 然而，Griffin等人[16,54]通过对全球不同构造域(太古代克拉通、元古代褶皱带、显生宙造山带)上火山岩携带的地幔橄榄岩捕虏体的系统总结后发现，尽管显生宙造山带中橄榄岩的确存在类似的大洋趋势，然而全球古老构造域中橄榄岩捕虏体并不存在明显的大洋趋势(图 2). 这说明古老的岩石圈地幔具有更复杂的演化历史. 有趣的是，尽管不同构造域地幔橄榄岩捕虏体的橄榄石含量范围类似，但其Fo则明显不同(图 2). 通常太古代构造域地幔橄榄岩捕虏体的Fo最高，多在92~94之间；元古代构造域地幔橄榄岩捕虏体的Fo居中，主要在90~92之间；而显生宙构造域地幔橄榄岩捕虏体的Fo最低，大多数小于 90~91. 这与地球形成早期地温梯度高，其部分熔融程度亦高的事实是一致的. 这暗示地幔橄榄岩的Fo在某种程度上具有年龄信息，其组成越难熔，很可能形成年龄越古老.

山东蒙阴和辽宁复县含金刚石金伯利岩中的橄榄石捕虏晶、橄榄岩捕虏体以及金刚石中橄榄石包裹体皆具有很高的Fo[28,55,56]，完全分布在全球太古代构造域的组成范围内(图 2). 这暗示这些橄榄石所代表的岩石圈地幔很可能形成于太古代.

1.2 减薄前华北岩石圈地幔年龄：Re-Os 同位素定年结果

Re-Os同位素仍然是华北岩石圈地幔橄榄岩定年的最有效手段. Gao等人[31]率先对辽宁复县金伯利岩中两个地幔橄榄岩捕虏体进行了测试，结果显示其T_{RD}和T_{MA}皆大于2.5 Ga，说明该地区的岩石圈地幔的确形成于太古代. 这一结论被Zhang等人[60]对山东蒙阴和辽宁复县金伯利岩中橄榄岩捕虏体的进一步工作所证实(图 3). 捕虏体中低的Re含量说明强烈的蛇纹石化作用对橄榄岩的Re/Os比值以及 $^{187}Os/^{188}Os$同位素影响很小. 山东蒙阴和辽宁复县金伯利岩中铬铁矿重砂矿物集合体亦获得了太古代T_{RD}年龄[60,61]. 这说明华北岩石圈地幔的确形成于太古代，该古老岩石圈地幔至少持续到金伯利岩喷发之时. 同时，尖晶石相和石榴石相橄榄岩具有一致的T_{RD}和T_{MA}年龄(图 3)说明上部尖晶石相和下部石榴石相岩石圈地幔皆形成于太古代.

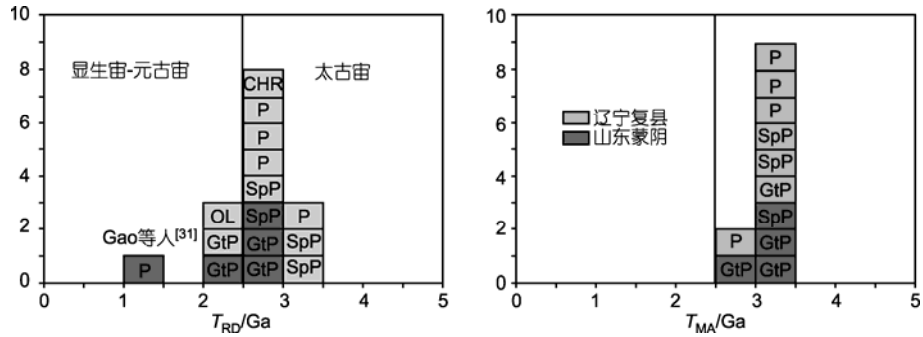


图 3　华北含金刚石金伯利岩携带的地幔橄榄岩捕虏体的T_{RD}和T_{MA}直方图(引自Zhang等人[60])

P，橄榄岩; SpP，尖晶石橄榄岩; GtP，石榴石橄榄岩; OL，橄榄石捕虏晶; CHR，铬铁矿

尽管绝大多数捕虏体形成于太古代，但也有个别样品具有较高的Re/Os和 $^{187}Os/^{188}Os$比值，其中蒙阴一个样品给出了~1.46 Ga T_{RD}年龄和负的T_{MA}年龄[31]. 这说明该样品在经历了岩浆亏损事件后又遭受了地幔交代作用的影响，即有Re的加入. 如果岩浆亏损事件发生于太古代，则Re加入事件则发生于中元古代. 这与蒙阴金伯利岩中辉石岩捕虏体获得的1.32 Ga T_{MA}年龄很吻合[60]. 此外，蒙阴金伯利岩中橄榄岩捕虏体还获得了1.6 Ga Re-Os“等时线”年龄[60]. 这些事实皆说明蒙阴太古代岩石圈地幔在中元古代的确遭受到相当程度的熔体的改造作用. 然而，该时期发生在岩石圈地幔内部的熔体活动在地表未见任何响应.

1.3　减薄前华北岩石圈地幔交代作用：显交代矿物证据

全球金伯利岩如南非的Debeers，Jagersfontein及Bultfontein等地金伯利岩区中常含有显交代矿物. 这些矿物的出现很重要，因为它们能够反映岩石圈地幔中熔体迁移的重要信息[62]. 这些矿物主要为金云母、钾碱镁闪石和富含不相容元素的Fe-Ti氧化物，如阿玛科矿(armalcolite)、锶钛铁矿族(lindsleyite-mathiasite: LIMA)和磁铁铅矿族(yimengite-hawthorneite, YIHA)[63~67]. 这些矿物经常与典型地幔交代组合如云母-角闪石-金红石-钛铁矿-透辉石组合(如MARID)[68,69]或钛铁矿-金红石-金云母-硫化物组合(如IRPS)[70]共生. 反映了富K, Ba, Ti, Zr, Nb和REE等不相容元素的小体积熔/流体对先前亏损的以方辉橄榄岩为主的岩石圈地幔的交代作用. 而这些富含不相容元素的Fe-Ti氧化物尤其是LIMA和YIHA族矿物在玄武岩携带的地幔橄榄岩捕虏体中从未见报道[71,72].

山东蒙阴和辽宁复县金伯利岩中亦存在金云母巨晶，个别可达拳头大[50]. 复县金伯利岩中还存在全由金云母组成的云母岩[73]. 山东蒙阴金伯利岩中亦存在大量富含不相容元素的LIMA族、HAYI族矿物及其相关的钛氧化物[74,75]. 这类矿物具有与南非同类矿物非常相近的化学成分，并与金云母、钾碱性闪石等含水矿物共生. 陆琦等人[75]认为蒙阴金伯利岩中LIMA和HAYI族矿物是熔/流体对镁钛铁矿、铬尖晶石等的继承交代产物. 不相容元素的局部富集还可形成一些罕见的矿物相，如REE-Ti及Zr-Ti氧化物，与之相关的呈海绵边或空洞充填产出的钙钛矿、富锰钛铁矿、富锰锌尖晶石、柱红石、铬阿玛科矿等. 这些交代矿物的出现说明金伯利岩喷出前华北岩石圈地幔的确存在小体积富K，Ba，Ti，REE等熔体的交代作用. 而此时岩石圈仍有200多公里厚的事实说明小体积的地幔交代作用并没有造成岩石圈的大规模减薄.

图 4 说明了小体积熔体交代岩石圈地幔通常出现的位置. 当水化(hydrated)的软流圈橄榄岩上升至图 4②时，此时地温线与含水和二氧化碳的橄榄岩固相线相交，橄榄岩开始发生熔融形成富 K 或富碳酸岩的熔体，当熔体上升至图 4③时地温线与含水和二氧化碳的橄榄岩固相线相交，熔体需固化，从而交代岩石圈地幔橄榄岩；部分熔体绝热上升至图 4④时，由于遇到巨大的热阻隔层，熔体很难继续上升，从而就地交代岩石圈地幔形成富集层. 这就是为什么古老岩石圈地幔交代富集层通常出现在岩石圈底部和80~100 km位置的主要原因. 而玄武岩形成时，岩石圈厚度通常小于80 km，这可能亦是全球玄武岩中地幔尖晶石橄榄岩捕虏体中未发现上述交代矿物的重要原因.

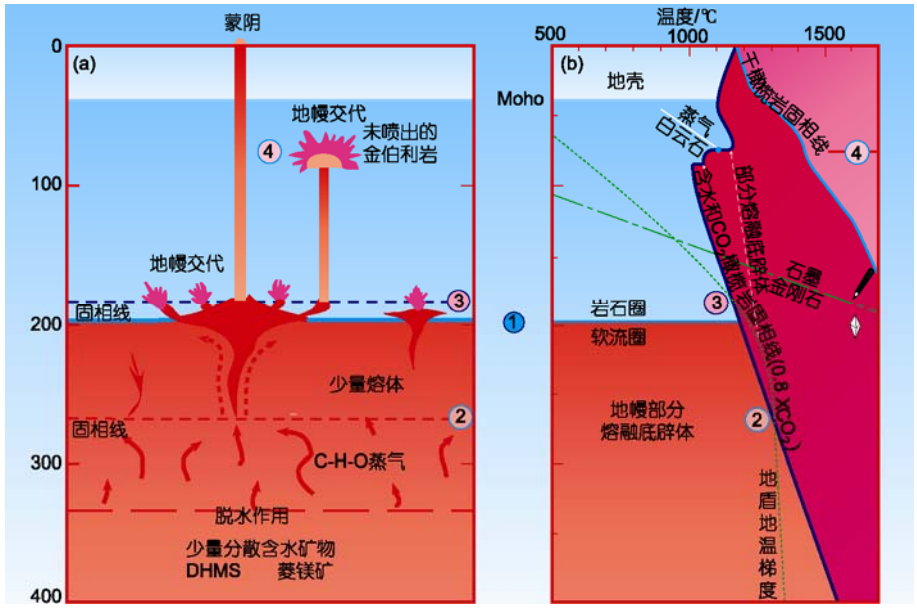


图 4

(a) 大陆岩石圈地幔金伯利岩形成和多阶段地幔交代作用示意图，相对应Wyllie[76,77]的 4 个关键位置. 软流圈来源的小体积熔体当达到固相线③时，堆积在岩石圈底部，释放流体交代岩石圈. 这一过程造成岩石圈裂隙扩张，金伯利岩喷出地表. 一些岩浆未能喷出地表，释放流体交代地幔形成富集层. (b) 表示橄榄岩-CO_2-H_2O [CO_2/(CO_2+H_2O) =0.8] 固相线与大陆地温梯度的交切关系

1.4 古生代岩浆底侵作用：麻粒岩中锆石定年

辽东半岛发育有少量的新生代火山岩如宽甸含橄榄岩捕虏体的玄武岩和岫岩双塔玄武岩. 其中双塔玄武岩含有地幔橄榄岩来源的矿物捕虏晶(橄榄石和透辉石)和下地壳麻粒岩来源的矿物捕虏晶(紫苏辉石和普通辉石). 最近，作者在该地区玄武岩中发现了一组岩浆锆石，采用 Camerca ims-1280 离子探针技术获得的年龄皆分布在 $^{206}Pb/^{238}U$-$^{207}Pb/^{235}U$ 一致线上(图 5)，其 $^{206}Pb/^{238}U$ 平均权重年龄为(462±16) Ma(图 5). 该年龄与复县金伯利岩的喷发年龄非常一致 [50]. 这说明在金伯利岩岩浆喷出的同时，辽东地区下地壳存在明显的岩浆底侵作用，这些锆石即来自这些岩浆底侵作用形成的麻粒岩. 而该时期的岩浆底侵作用并未造成中、上地壳的熔融，因为辽东地区乃至整个华北地区尚未发现该时期的长英质岩浆活动. 值得指出的是金伯利岩的形成过程本身就是对岩石圈的改造过程，因为大量岩浆很可能并未喷出地表，而是封闭在岩石圈地幔内或下地壳底部，从而造成对古老的岩石圈地幔和下地壳的改造.

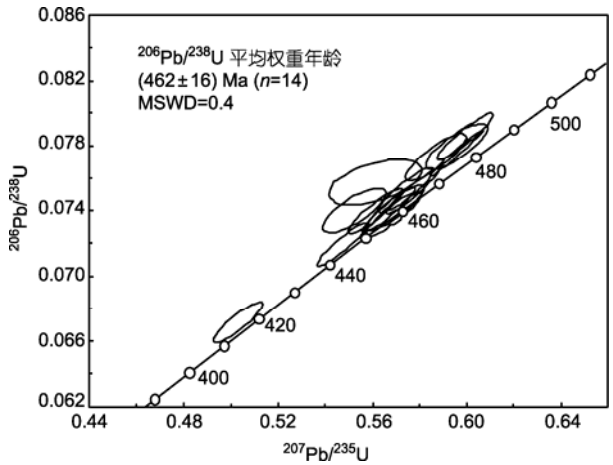


图 5 辽东新生代玄武岩携带的麻粒岩源的锆石 $^{206}Pb/^{238}U$-$^{207}Pb/^{235}U$ 年龄(张宏福，资料未发表)

2 橄榄岩-熔体相互作用：中生代火成岩及其捕虏体证据

前已述及，金伯利岩喷出之前华北岩石圈地幔的确遭受过小体积的富钾熔体的交代作用，形成一些以含金云母和富 Fe, Ti 金属氧化物为代表的富钾岩石，但金伯利岩喷出时岩石圈仍有 200 多公里厚的事实说明小体积的富钾熔体的交代作用并未能造成岩石圈的大规模减薄. 那么大规模的壳源富硅熔体和/幔源玄武质熔体与橄榄岩的反应是否能造成岩石圈的大规模的减薄呢？下面就来探讨这一问题.

2.1 问题的提出：中生代基性岩的启示

早白垩世 125 Ma方城玄武岩的发现为上述问题

的提出提供了契机[32]. 方城玄武岩的主量元素特征说明其为地幔来源的，其富放射成因的初始Sr和Nd同位素组成即高 $^{87}Sr/^{86}Sr$、低ε_{Nd}特征(图 6)说明方城玄武岩来源于岩石圈地幔而非软流圈. 显然，中生代岩石圈地幔是从古生代岩石圈地幔演化而来的，已有的能够代表古生代岩石圈地幔的金伯利岩及其橄榄岩捕虏体具有较高的Nd同位素组成，其ε_{Nd}约为−1左右[24,51,56]，其直接演化到早白垩世方城玄武岩喷发时ε_{Nd}约−5 左右(图 6). 远达不到方城玄武岩的富集程度，其ε_{Nd}约−15 左右. 这说明方城玄武岩代表的源区或岩浆存在明显的同位素富集物质的混染作用. 那么是源区混染还是岩浆上升过程中的混染呢？鲁西南同时代的其他基性岩石如蒙阴钾玄岩[78]、沂南辉长岩[27]、青山组基性火山岩[79]和淄博碳酸岩[80]具有与方城玄武岩非常类似的高Sr、低Nd同位素组成(图 6). 这些同时代的主量元素差异很大，但却具有类似的Sr, Nd同位素组成的岩石的存在说明其混染作用为源区混染，而非岩浆上升过程中的混染.

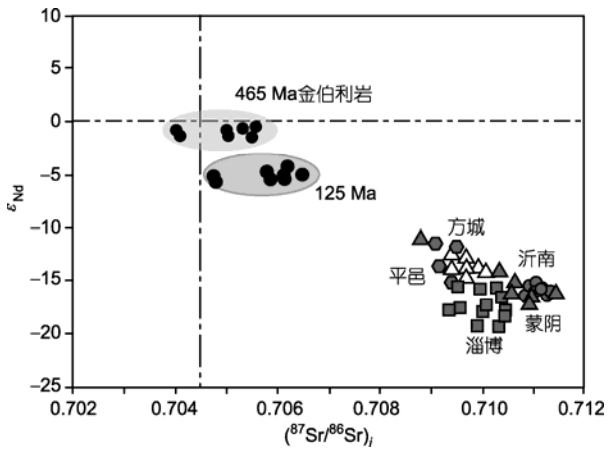


图 6　鲁西南早白垩世基性岩浆岩和碳酸岩的 Sr-Nd 同位素组成

资料来源于Qiu等人[78], Zhang等人[32], Xu等人[27], Ying等人[79,80]. 古生代金伯利岩资料引自郑建平和路凤香[56]和张宏福和杨岳衡[51]

那么，上述同位素富集的混染物质又是哪里来的呢？所有这些鲁西南中生代基性岩皆具有类似的轻稀土元素富集但高场强元素亏损的特征. 这些特征说明那些同位素富集的混染物质来源于陆壳. 而中生代华北南缘岩石圈地幔中的陆壳物质只能是大别-苏鲁形成过程中俯冲下去的扬子陆壳物质. 从而将华北南缘早中生代岩石圈地幔的快速富集过程与大别-苏鲁的俯冲及其随后与华北的碰撞作用联系了起来[32]，即认为俯冲的陆壳物质的熔融形成的富硅熔体与岩石圈地幔的相互作用是造成华北南缘中生代岩石圈地幔快速富集的原因. 详细的讨论和形成机制彩色模式请参见张宏福等人[81]. 最近，这些中生代玄武岩中的陆壳组分又被解释为来自于拆沉的榴辉岩下地壳[82~84]，这同样是需要进一步重视的问题.

2.2　橄榄岩-熔体的确能够反应：捕虏晶和捕虏体证据

理论上，地壳来源的富硅熔体进入相对贫硅的岩石圈地幔后，必然会与地幔橄榄岩反应形成相对富硅贫镁的低镁橄榄岩和辉石岩，从而将这些富硅熔体消化在岩石圈地幔内部或下地壳底部，致使这些能量较小的富硅熔体很难侵位到地壳深度. 那么华北是否存在这种反应的直接证据？早白垩世方城玄武岩携带的环带状橄榄石捕虏晶[40]和辉石捕虏晶[85]的存在说明橄榄岩中两种主要矿物皆能和熔体发生反应，并造成矿物$Mg^{\#}$的降低. 胶州晚白垩世玄武岩中环带状橄榄岩捕虏体的发现进一步证明橄榄岩本身的确能够与熔体发生反应[86]，形成低$Mg^{\#}$橄榄岩或橄辉岩. 显然，这些矿物捕虏晶或橄榄岩捕虏体是在上升过程中与寄主玄武岩反应的结果，从而能保存其环带结构. 但在岩石圈地幔的高温环境下，由于Fe-Mg具有很高的扩散速率，这种反应很快就会在矿物间取得化学平衡，从而在地幔橄榄岩捕虏体中很难保存直接的矿物反应结构.

2.3　中生代两类橄榄岩的发现及其意义

Zheng等人[24]首次报道了华北克拉通中部鹤壁新生代玄武岩携带的捕虏体中存在高$Mg^{\#}$和低$Mg^{\#}$两类橄榄岩. 其中高$Mg^{\#}$橄榄岩全岩Al_2O_3/CaO和Mg/Si比值高，并强烈亏损HREE, Zr和Y，被认为是太古代残留地幔样品；低$Mg^{\#}$橄榄岩全岩Al_2O_3/CaO和Mg/Si比值低，被认为代表新增生的岩石圈地幔. Ying等人[41]和Zhang等人[58]在华北克拉通东部的胶东地区(山东莒南和青岛)中生代玄武质火山角砾岩和脉岩中亦发现存在类似的高$Mg^{\#}$和低$Mg^{\#}$两类橄榄岩. 高$Mg^{\#}$橄榄岩为不等粒结构，岩石类型主要为方辉橄榄岩和贫单斜辉石的二辉橄榄岩(图 7). 其橄榄石Fo高(图 2)，尖晶石$Cr^{\#}$高，单斜辉石的微量元素组成变化大，但都具有LREE富集特征，并具有富集的Sr-Nd同位素组成. 低$Mg^{\#}$橄榄岩皆为二辉

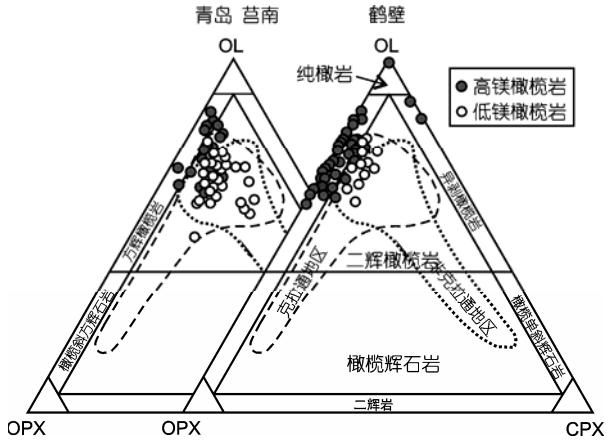


图 7 胶东中生代玄武岩和鹤壁新生代玄武岩中地幔橄榄岩分类图

鹤壁、莒南和青岛橄榄岩资料分别来源于Zheng等人[24], Ying等人[41]和Zhang等人[58]. 克拉通地区和非克拉通地区范围引自Fan等人[21]

橄榄岩(图 7), 具等粒结构. 其橄榄石的Fo低(图 2), 尖晶石Cr#低, 单斜辉石具有低的稀土元素总量和亏损的稀土元素配分型式, 并具有亏损的Sr-Nd同位素组成, 即完全不同于高Mg#橄榄岩. 这些地球化学特征使他们有理由认为高Mg#橄榄岩为古老岩石圈地幔残余样品, 而低Mg#橄榄岩则代表晚中生代新增生的岩石圈地幔[41,87]. 这说明中生代晚期华北东部不仅出现了岩石圈的大规模减薄作用, 而在局部地区亦存在岩石圈的增生过程. 这将以前认为的华北岩石圈的增生作用只发生在新生代的认识大大向前推进了一步[41,87,88].

那么, 高Mg#橄榄岩代表的古老岩石圈地幔残留到底有多古老呢? 尽管这些高 Mg#橄榄岩的橄榄石 Fo 的确明显高于低 Mg#橄榄岩的, 但却仍然低于古生代金伯利岩携带的橄榄石的 Fo(图 2), 在橄榄石百分含量与其 Fo 图解中大多落在元古代和显生宙内, 而非太古代区域内. 前已述及, 古生代时期华北东部石榴石和尖晶石相橄榄岩皆形成于太古代. 结合这些高 Mg#橄榄岩富集的微量元素和同位素组成作者认为这些橄榄岩所代表的岩石圈地幔最初形成于太古代, 但在中生代受到来自壳源的碳酸盐熔体和硅酸盐熔体的强烈改造, 从而造成橄榄岩的 Fo 降低和单斜辉石微量元素的富集.

2.4 山东地区晚中生代-新生代岩石圈结构剖面

尽管山东莒南和青岛两地晚中生代玄武质岩石携带的橄榄岩皆具有高Mg#和低Mg#两类橄榄岩, 但不同地区两类橄榄岩的数量却是不同的[41,58]. 青岛地区捕虏体绝大多数为高Mg#橄榄岩, 仅含少量低Mg#橄榄岩, 并含有古老下地壳麻粒岩捕虏体[89]. 而莒南地区主要为低Mg#橄榄岩, 仅发现一个高Mg#橄榄岩, 同时亦含有大量的古老下地壳麻粒岩捕虏体. 如果这些玄武质岩石携带的捕虏体是岩浆上升过程中对岩石圈地幔随机取样的结果, 即可获得山东地区晚中生代-新生代岩石圈结构剖面图(图 8), 即青岛地区岩石圈地幔由残留并被改造过的古老岩石圈地幔组成, 含少量新增生的岩石圈地幔. 莒南岩石圈地幔则主要由新增生的岩石圈地幔组成, 仅在上部残留有少量古老岩石圈地幔. 胶东地区青岛、胶州、诸城、莒南晚中生代玄武质岩石中橄榄岩捕虏体皆为尖晶石相, 尚未发现石榴石相的现象说明岩石圈厚度应小于 75~80 km. 这与最新地球物理获得的郯庐断裂带及其附近的岩石圈厚度相一致[42]. 同时, 联系到莒南比青岛更靠近郯庐断裂带的事实说明郯庐断裂在华北东部特别是山东境内晚中生代岩石圈地幔演化过程中起着重要作用, 它作为熔体上升的通道, 从而造成靠近郯庐断裂带的地区岩石圈地幔改造程度、岩石圈减薄幅度和新岩石圈增生量皆较高.

郯庐断裂带内部的昌乐-临朐新生代玄武岩亦含有大量地幔橄榄岩捕虏体[23,90]. 这些橄榄岩中橄榄石具有很低的Fo值(图 2), 其中Fo最高的与莒南低Mg#橄榄岩接近, 这说明在郯庐断裂带内岩石圈地幔皆由新增生的地幔构成, 古老残留岩石圈地幔消失(图 8), 而且这些新增生的地幔又受到了熔体的强烈改造, 出现大量具有极低Fo的橄榄岩和橄辉岩. 这种极低Fo的橄榄岩也出现在郯庐断裂内部及其两侧, 如安徽女山[92]、山东山旺[23]和辽宁阜新[88].

3 橄榄岩-软流圈来源熔体的相互作用: 新生代玄武岩及其捕虏体证据

华北克拉通新生代出露有大量的小体积但却广泛分布的玄武岩. 这些玄武岩主要分布在郯庐断裂内部及其附近(如安徽女山-江苏六合、山东昌乐-临朐、栖霞、蓬莱、无棣)、华北北缘(如辽宁宽甸、河北平泉、内蒙古赤峰、围场、集宁、山西大同)和太行山一线(如河南鹤壁、山西左权、昔阳-平定、繁峙、河北阳原、汉诺坝)[93~95]. 这些玄武岩主要为碱性玄武岩和拉斑玄武岩, 其中碱性玄武岩中普遍含有地幔橄榄岩和辉石岩捕虏体以及普通辉石和碱性长石

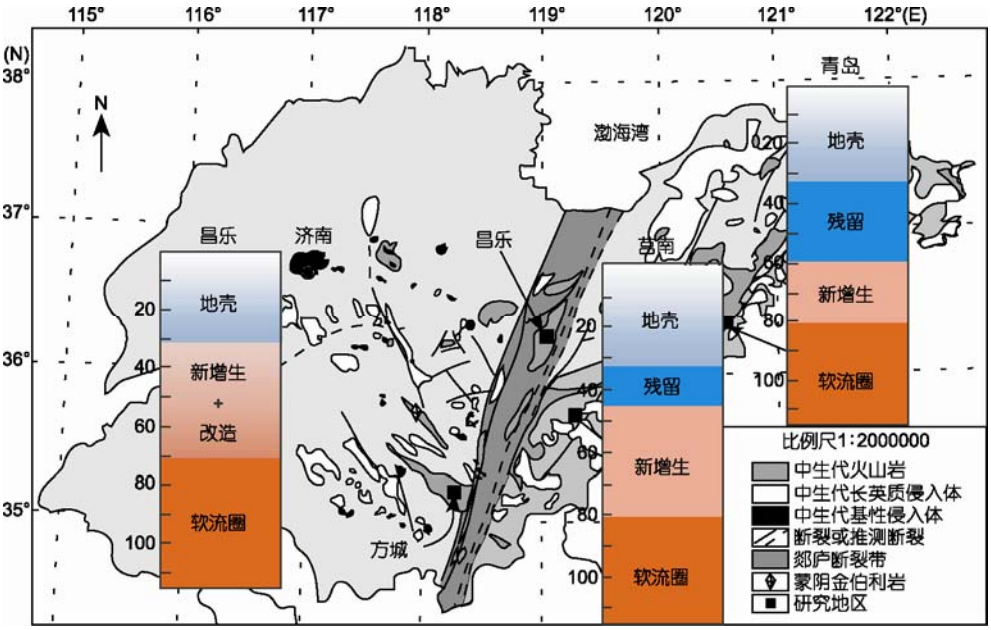


图 8　山东地区晚中生代-新生代岩石圈结构剖面

山东中生代幔源岩石分布底图引自Zhang和Sun[91]

巨晶 [96]. 这些地幔橄榄岩和辉石岩捕虏体为我们探讨华北岩石圈地幔怎样从中生代同位素相对富集的岩石圈地幔转变为新生代同位素相对亏损的岩石圈地幔提供了很好的样品. 下面主要以太行山地区尤其是研究程度高的汉诺坝地幔橄榄岩的元素和同位素变化趋势来探讨这一问题, 目的在于为进一步的研究提供思路和借鉴.

3.1　地幔橄榄岩捕虏体主量元素制约: 以汉诺坝为例

汉诺坝尖晶石橄榄岩具有很宽的主量元素组成范围, 从接近原始地幔的饱满二辉橄榄岩到MgO高达 45.6%的难熔方辉橄榄岩均有. 其难熔程度高的橄榄岩与坦桑尼亚典型克拉通型橄榄岩组成范围重叠 [97,98]. 其中一个方辉橄榄岩的组成甚至与Kaapvaal克拉通上橄榄岩的平均组成完全一致 [12,25,54]. Rudnick等人 [25]认为坦桑尼亚橄榄岩捕虏体能够代表克拉通型岩石圈地幔组成, 因为这些捕虏体的MgO含量与其他氧化物如Al_2O_3 和CaO含量存在很好的线性关系(图 9), 而且这些橄榄岩并不存在其他克拉通型橄榄岩捕虏体常见的地幔交代作用的影响. 汉诺坝橄榄岩捕虏体的MgO含量与Al_2O_3 和CaO含量亦存在很好的线性关系(图 9). 这种相关关系传统上被认为是部分熔融程度不同造成的, 因为随着部分熔融程度的升高残留橄榄岩的MgO含量增加, 而Al_2O_3 和CaO含量随之降低. 然而, 作者认为纯粹的部分熔融不足以形成观察到的汉诺坝橄榄岩捕虏体MgO与Al_2O_3 和CaO含量间的这种近似直线式的相关关系. 还需要橄榄岩与软流圈来源的玄武质熔体相互作用的贡献, 即两阶段模式: 岩石圈地幔形成过程中的高程度部分熔融形成的残留地幔橄榄岩与随后地幔遭受不同程度交代改造的联合结果. 这是因为当原始地幔橄榄岩遭受部分熔融时, 由于Al和Ca比Mg优先进入熔体, 当部分熔融程度较小时, 橄榄岩中MgO损失较少而Al_2O_3 和CaO损失较多; 但当熔融程度很高时, 由于相对富Al和Ca的辉石已经在早期熔融时优先进入熔体致使富Mg的橄榄石熔融比例增加, 此时橄榄岩MgO损失增加, 而Al_2O_3 和CaO损失则相对减少. 因此, 残留橄榄岩的MgO与Al_2O_3 和CaO含量应该形成类似双曲线型的熔融趋势. 同理, 当橄榄岩-玄武质熔体反应时, 由于玄武质熔体比橄榄岩明显富Al和Ca贫Mg, 当熔体/岩石比例较小时新形成的(refertilized)橄榄岩Al_2O_3 和CaO含量增加较多而MgO减少有限, 但当熔体/岩石比例很大时新形成的橄榄岩Al_2O_3 和CaO含量增加则相对较少而MgO减少量增加. 因此, 新形成的橄榄岩的MgO与Al_2O_3 和CaO含量应该形成类似双曲线型的反应趋势. 只有这两种过程联合作用的结果才能形成我们观察

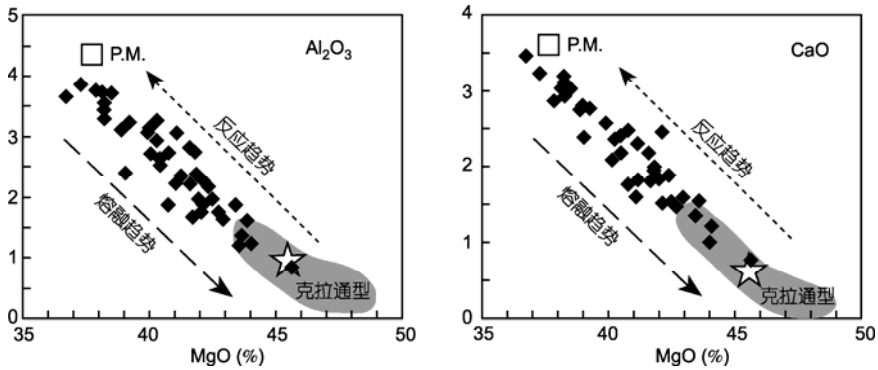


图 9 汉诺坝尖晶石相橄榄岩捕虏体主量元素变异图

资料来自Song和Frey[99], Chen等人[29], Rudnick等人[25]和Zhang等人[100]. P.M.为原始地幔估计值(McDonough和Sun[101]). 克拉通橄榄岩为坦桑尼亚橄榄岩捕虏体(Lee和Rudnick[98]). 星号为太古代克拉通地幔橄榄岩平均值(Griffin等人[54])

到的汉诺坝橄榄岩这种近似直线型的主量元素演化趋势. 同时, 整个华北克拉通新生代玄武岩中地幔橄榄岩捕虏体观察到的Al_2O_3和橄榄石Fo间的线性关系亦被解释为两阶段即熔融趋势和反应趋势共同作用的结果[100].

3.2 地幔橄榄岩捕虏体微量元素制约

作者注意到汉诺坝尖晶石相橄榄岩捕虏体的主量、微量元素间(如图 10(a)Al_2O_3与$(La/Yb)_N$)和微量、微量元素间(如图 10(b)Re与Yb)同样存在相关关系. 这种中等程度不相容元素如Re与Al, Yb和Ti间的相关关系在全球其他地区橄榄岩中同样存在[102]. 过去, 橄榄岩的这种线性关系一般被解释为橄榄岩的部分熔融程度的不同即亏损程度的不同造成的[25,103~105]. Becker等人[102]认为这种相关性还有另一种更好的解释, 即亏损中等程度不相容元素的橄榄岩的再富集作用. 这与上面提出的两阶段模式: 即部分熔融和地幔交代联合作用的结果完全一致. 这是因为如果这些橄榄岩纯粹是部分熔融程度不同造成的话, 那么部分熔融程度越高的橄榄岩其Al_2O_3含量必然越低, 相应的其$(La/Yb)_N$比值应该更低, 因为当橄榄岩部分熔融时La比Yb更优先进入熔体相. 因此, 二者应该是正相关关系. 这与观察到的汉诺坝地幔橄榄岩的Al_2O_3与$(La/Yb)_N$呈反相关关系明显不同(图10 (a)). 说明这些橄榄岩的确遭受过橄榄岩-熔体相互作用的影响. 这一点可进一步被Re含量和Cr的相关性所证实(图 10(c)). 由于Cr是强相容元素, Re是中等程度不相容元素, 在地幔部分熔融过程中Cr多残留在橄榄岩中, 而Re倾向进入熔体中. 因此, 随着熔融程度的增加橄榄岩的Re含量较少, 而Cr含量增加. 因此, 如果一套橄榄岩是纯粹由部分熔融程度的不同形成的, 其Re与Cr应该具有反相关关系. 这和Becker等人[102]观察到的造山带橄榄岩的Re含量与Cr存在明显正相关关系(图 10(c))完全不同, 也与我们观察到的汉诺坝橄榄岩中Re和Cr含量间不存在任何关系(图 10(c))的现象不矛盾. 这说明汉诺坝橄榄岩在经历过高程度部分熔融后还经历过不同程度的橄榄岩-熔体的相互作用的影响.

那么, 橄榄岩-软流圈来源熔体的相互作用是否会造成橄榄岩中单斜辉石相对亏损LREE呢? 华北新生代地幔橄榄岩捕虏体的确存在一些单斜辉石具有相对亏损的REE配分型式, 即$(La/Yb)_N<1$, 尽管大多数橄榄岩中单斜辉石仍具有LREE富集的配分型式. 当然, 当小体积熔体反复交代或壳源熔体交代岩石圈地幔时, 这种情况类似于华北古生代或中生代岩石圈地幔情况(图 11), 这种封闭体系下的橄榄岩-熔体相互作用的确能够造成残留橄榄岩中单斜辉石的LREE富集. 但当软流圈来源的LREE相对亏损的熔体反复交代岩石圈地幔, 并有残留熔体带出的情况下, 这种开放体系下高比例熔体/岩石相互作用会造成部分残留橄榄岩中单斜辉石的稀土元素总量增加, 但却具有相对亏损的REE配分型式(图 11). 这是因为带出的残留熔体比参与反应的熔体具有更高的$(La/Yb)_N$比值的缘故. 同时, 已有研究显示有些地幔橄榄岩捕虏体的单斜辉石稀土元素含量及其配分型式并不能完全代表橄榄岩全岩真实情况[25,99], 因为有些微量元素存在于橄榄岩粒间矿物相如少量金云母、角闪石、磷灰石以及矿物流体包裹体中. 因此, 用存在少量相对亏损LREE元素的单斜辉石来反驳橄

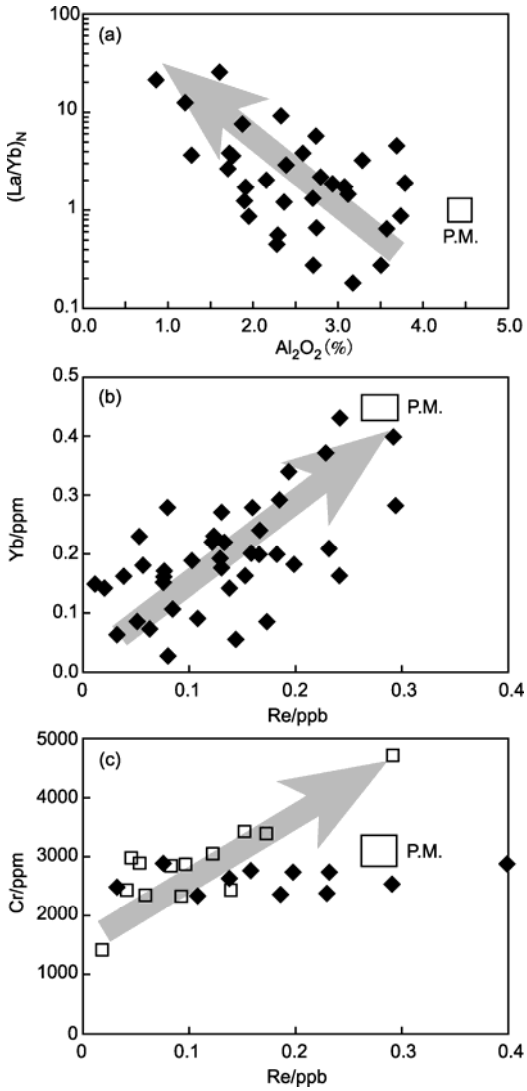


图 10　汉诺坝尖晶石相橄榄岩捕虏体主、微量元素间变异图

(a)和(b)修改于Zhang等人[100]. P.M.为原始地幔估计值(McDonough和Sun[101]). (c) 中汉诺坝橄榄岩的Cr和Re含量分别来自Rudnick等人[25]的XRF测试值和Gao等人[31]. 空心框代表奥地利橄榄岩地体中橄榄岩(引自Becker等人[102])

榄岩-熔体相互作用不可能造成这种情况的发生[106]同样是缺乏事实依据的.

3.3　地幔橄榄岩捕虏体 Sr-Nd 同位素制约

汉诺坝尖晶石橄榄岩的Sr和Nd同位素组成与主量元素间同样存在某种相关关系(图 12), 即饱满程度高的橄榄岩具有较高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$和较低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$比值. 这种相关关系最早由Song和Frey[99]和Rudnick等人[25]发现. 作者认为橄榄岩Al_2O_3与 $^{143}Nd/^{144}Nd$和 $^{87}Sr/^{86}Sr$存在的这种相关关系同样与纯粹由地幔部分熔融形成的残余橄榄岩应有的趋势相矛盾, 仍然反映的是地幔橄榄岩经历部分熔融后又经历过橄榄岩-熔体的相互作用的叠加结果. 这是因为部分熔融会降低橄榄岩的Rb/Sr比值、提高Sm/Nd比值, 其结果是熔融程度高的橄榄岩比熔融程度低的橄榄岩应该具有较低的Rb/Sr比值和较高的Sm/Nd比值. 因此, 难熔程度高(即Al_2O_3低)比难熔程度低(Al_2O_3高)的橄榄岩应该具有低放射成因的 $^{87}Sr/^{86}Sr$和高放射成因 $^{143}Nd/^{144}Nd$同位素. 这与我们观察到的汉诺坝橄榄岩的情形完全相反. 因此, 汉诺坝橄榄岩的Al_2O_3与 $^{87}Sr/^{86}Sr$的负相关和与 $^{143}Nd/^{144}Nd$的正相关关系很可能是难熔橄榄岩与熔体的反复作用导致的. 汉诺坝橄榄岩中硫化物Re-Os同位素资料也支持该区岩石圈地幔遭受过多期改造的观点[107].

现在的问题是熔体的组成及其来源如何? 汉诺坝地幔橄榄岩具有类似MORB的同位素特征, 即低 $^{87}Sr/^{86}Sr$、高 $^{143}Nd/^{144}Nd$比值[25,99,100]. 因此, 熔体应该主要来源于软流圈. 持续与这种同位素亏损的熔体的相互作用导致难熔橄榄岩的Sr同位素比值降低和Nd同位素比值的升高, 并伴随Al_2O_3的增加. 汉诺坝橄榄岩在给定的Nd同位素组成的情况下具有相对高的Sr同位素比值的事实[100]说明蚀变洋壳来源的熔体参与了反应过程. 这也与汉诺坝辉石岩捕虏体的Sr, Nd同位素和橄榄岩捕虏体的Li同位素研究所获得的结果相一致[108,109].

3.4　地幔橄榄岩捕虏体的 Re-Os 同位素制约

前已叙及, 华北岩石圈减薄前其岩石圈地幔的确是太古代形成的. 然而, 华北新生代玄武岩携带的地幔橄榄岩捕虏体的Re-Os同位素结果显示, 所有捕虏体皆具有古元古-新生代的Re亏损模式年龄(图 13), 无一样品具有太古代Re亏损模式年龄. 而且, 这些橄榄岩的Re亏损模式年龄与橄榄石的Fo存在很好的相关关系[100]. 因此, 作者认为这些橄榄岩的Re亏损模式年龄并不能代表橄榄岩的形成年龄, 而是太古代橄榄岩与多元熔体相互作用后的结果. 至于橄榄岩与熔体的相互作用是如何造成Re亏损模式年龄变年轻已发表[110], 在此不再重复.

因此, 华北新生代地幔橄榄岩(尤其是汉诺坝尖晶石相橄榄岩)的主、微量元素特征、Sr-Nd 和 Re-Os 同位素组成及彼此间的相关性皆说明这些橄榄岩曾受到过熔体的强烈改造, 是古老岩石圈再富集作用

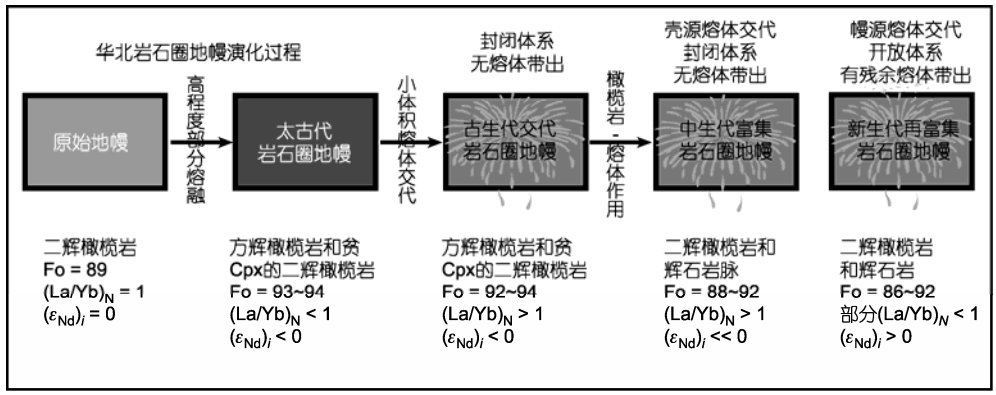


图 11 华北克拉通型岩石圈地幔形成及其演化过程示意图

图中着重显示小体积熔体、壳源熔体、软流圈源熔体与橄榄岩反应后残留岩石圈地幔的组成变化特征

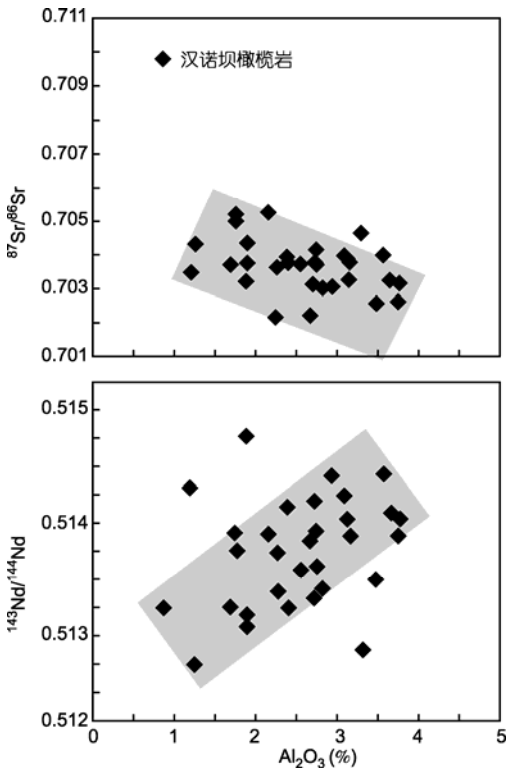


图 12 汉诺坝尖晶石相橄榄岩捕虏体主量元素与 Sr-Nd 同位素相关图

数据引自文献 [25]和 [100]

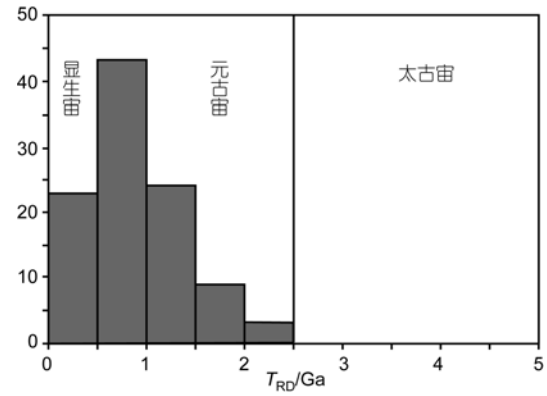


图 13 华北新生代尖晶石相橄榄岩捕虏体 Re 亏损模式年龄直方图

数据引自文献 [100]及其参考文献

的直接结果.

3.5 太行山地区新生代岩石圈结构剖面

华北克拉通中部鹤壁新生代玄武岩携带的捕虏体中存在两类橄榄岩 [24]. 其中高$Mg^{\#}$橄榄岩具有残碎斑或粗粒结构、高的橄榄石Fo(>92)和尖晶石$Cr^{\#}$值, 这部分橄榄岩通常被认为是古老岩石圈地幔残块. 而且这种粗粒的高$Mg^{\#}$橄榄石捕虏晶在太行山中部, 即山西和河北交界地区如井陉雪花山和昔阳-平定地区的新生代玄武岩中普遍存在 [111]. 其低$Mg^{\#}$橄榄岩具有细粒或重结晶结构、低的橄榄石Fo(<92)和尖晶石$Cr^{\#}$值. Zheng等人 [24]认为这些橄榄岩代表的是新增生岩石圈地幔残块. 根据有些低$Mg^{\#}$橄榄岩同样存在残碎斑结构, 其中大颗粒的橄榄石具有较高的Fo, 以及部分橄榄岩含有交代矿物金云母 [112]等现象, 作者认为这些低$Mg^{\#}$橄榄岩很可能是高$Mg^{\#}$橄榄岩与熔体反应转变而来的, 即代表被改造了的古老岩石圈地幔, 而非新增生的即软流圈直接转变而成的岩石圈地幔. 鹤壁玄武岩中高$Mg^{\#}$橄榄岩占主体的事实暗示华北克拉通中部鹤壁地区岩石圈地幔主要为残留的古老地幔, 而被改造的二辉橄榄岩地幔有限(图 14).

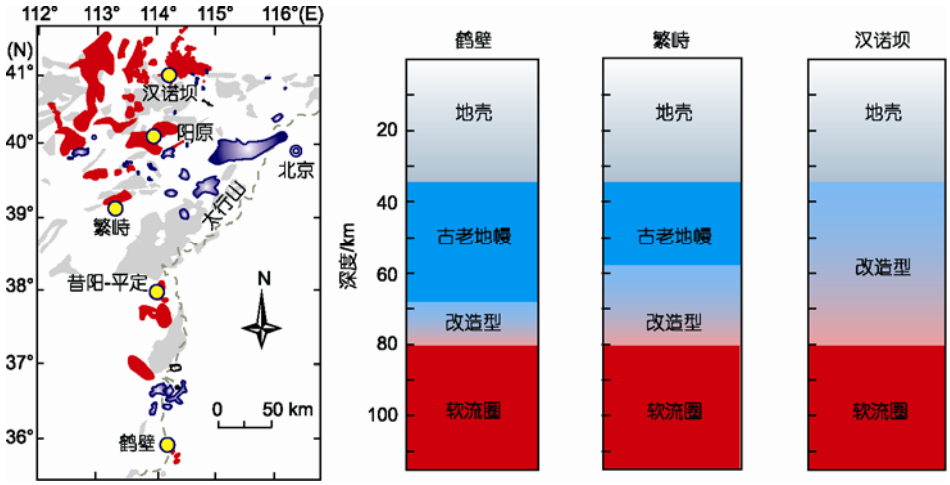


图 14　华北太行山地区新生代以来岩石圈结构剖面示意图

据Tang等人 [59,113]修改

繁峙新生代玄武岩中亦含有两类橄榄岩捕虏体[59]，其中方辉橄榄岩具有较高的橄榄石Fo和尖晶石$Cr^{\#}$，并具有EM1 型富集的Sr-Nd同位素组成，这部分橄榄岩亦被认为是古老岩石圈地幔残块. 这一结论被其邻区的河北阳原橄榄岩捕虏体的Re-Os同位素研究结果所证实，那些捕虏体具有太古代的代理等时线年龄[114]. 二辉橄榄岩具有较低的橄榄石Fo和尖晶石$Cr^{\#}$，并具有类似原始地幔的Sr-Nd同位素组成，这部分橄榄岩被认为是古老岩石圈地幔方辉橄榄岩与软流圈来源的熔体反应的结果[59]. 同鹤壁地区相比，繁峙地区方辉橄榄岩与二辉橄榄岩捕虏体含量接近的事实说明该地区岩石圈地幔由相对较少的古老残留地幔和较多的改造型地幔组成(图 14).

汉诺坝地区橄榄岩捕虏体皆为低$Mg^{\#}$的尖晶石二辉橄榄岩. 前已叙及，这些橄榄岩受到过多源熔体的强烈改造，因此，该区新生代岩石圈地幔基本不存在太古代岩石圈地幔残留，皆为被改造过的改造型岩石圈地幔(图 14). 太行山地区由中心部位的鹤壁向北经繁峙-阳原到北缘的汉诺坝地区，其残留岩石圈地幔逐渐减少，而改造型岩石圈地幔逐渐增多的事实说明由克拉通中心到北缘岩石圈地幔被改造的程度逐渐增强[59]，从某种意义上说其改造过程可能与造山带的形成和演化有关. 鹤壁捕虏体中辉石岩很少，而繁峙和阳原辉石岩捕虏体明显增加，汉诺坝捕虏体中含大量各类辉石岩. 辉石岩捕虏体从中心到边缘含量逐渐增加同样与岩石圈地幔从中心到边缘被改造程度增强的事实一致.

太行山地区新生代玄武岩中橄榄岩捕虏体皆为尖晶石相，基本不含石榴石相橄榄岩，仅在汉诺坝和鹤壁存在橄榄石、斜方辉石、单斜辉石、尖晶石、石榴石五相共存的捕虏体[115,116]. 这些罕见的五相共存的橄榄岩的存在说明整个太行山岩石圈厚度稳定在尖晶石-石榴石相转变深度，即约 80 km(图 14).

4　华北岩石圈破坏和减薄：熔体改造、区域地温升高和岩石圈伸展共同作用的结果

4.1　影响华北地幔熔融的因素

实验岩石学研究早已证明，地幔橄榄岩(特别是含挥发分的橄榄岩)要发生部分熔融必须至少满足其所需的三大前提条件中的一个，即(1) 加挥发分；(2) 增温；(3) 减压(图 15). 因为挥发分的加入会大大降低地幔橄榄岩的熔点，致使原来难熔的橄榄岩可能发生部分熔融(图 15)；而增温则直接导致地温梯度升高使之与橄榄岩固相线相交发生熔融(图 15)；相应的减压作用会使地温曲线斜率变缓使之与橄榄岩固相线相交产生熔融(图 15). 如果地幔橄榄岩同时或在一段时间内同时满足这 3 大条件，必将导致地幔橄榄岩发生大规模的熔融作用. 我国华北克拉通岩石圈中生代、新生代地幔状况即是如此.

(ⅰ) 加挥发分，即橄榄岩-熔体相互作用. 晚古生代以来，特提斯洋和随后的扬子陆块向华北俯冲以及三叠纪时扬子陆块和华北陆块的强烈碰撞引起华北东南部岩石圈的不稳定，俯冲的扬子陆壳物质熔融形成的富硅熔体进入上覆的岩石圈地幔所造成

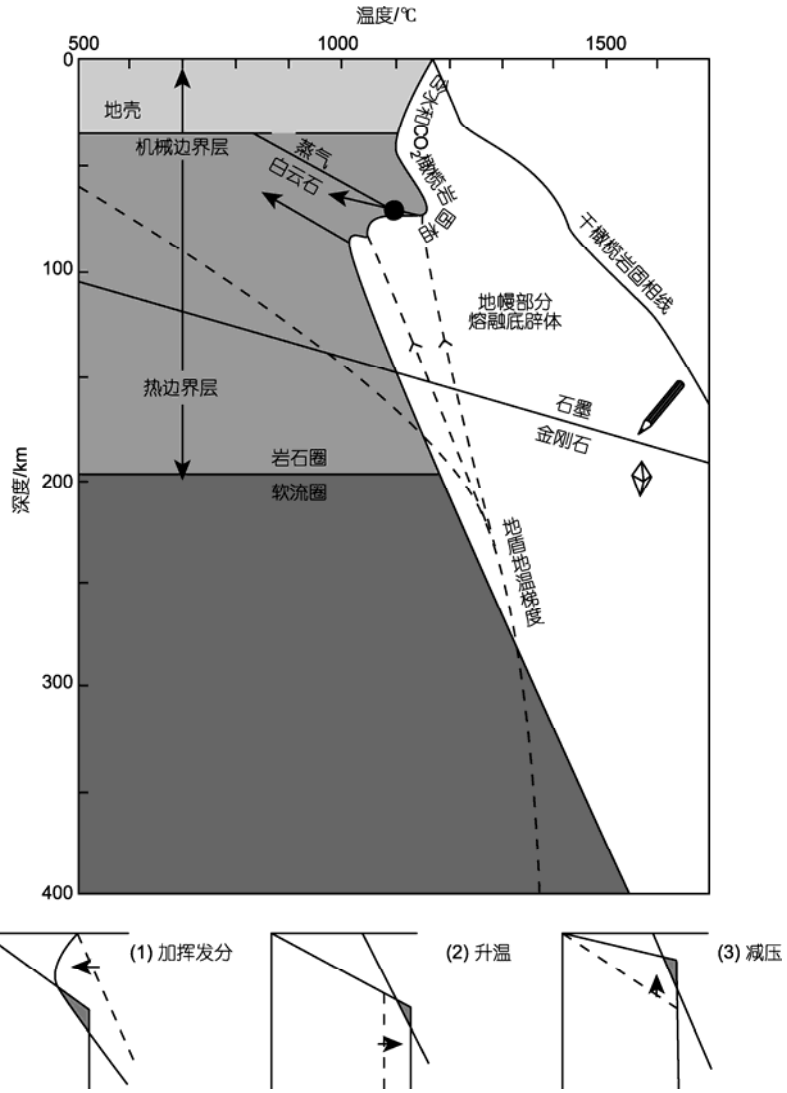


图 15 大陆岩石圈地温梯度和橄榄岩-CO_2-H_2O [$CO_2/(CO_2+H_2O)$ = 0.8]固相线间的关系

揭示橄榄岩能够发生部分熔融所需的 3 大要素，即(1) 加挥发分; (2) 增温; (3) 减压. 含挥发分橄榄岩熔融的实验岩石学资料引自 Wyllie[76,77]. 原图来自Menzies M. A. (私人通信)

的橄榄岩-熔体的相互作用引起华北南缘岩石圈地幔组成和物理性质的巨大改变；晚古生代以来古亚洲洋的向南俯冲-碰撞和早中生代古亚洲洋和鄂霍次克海的闭合不仅造成了东亚典型的增生型造山带的形成，而且对华北北缘岩石圈结构和演化过程有重要影响. 俯冲板片的脱水作用交代上覆地幔楔形成“湿”橄榄岩，导致岩石圈性质和组成的变化. 这些来自俯冲陆壳和/或俯冲洋壳物质熔融形成的熔体交代上覆岩石圈地幔，使之化学组成和物理性质发生巨大变化是随后区域热异常的升高和岩石圈伸展导致的大规模熔融的关键. 因此，橄榄岩-多源熔体的相互作用是华北岩石圈能够被破坏和减薄之根本. 若非如此，即使随后的区域性热异常的升高并不能导致难熔的地幔橄榄岩发生大规模的熔融，随之岩石圈的伸展作用根本就不可能发生.

(ⅱ) 增温，即区域热异常的升高. 早白垩世东亚地区的确存在区域性的热异常. 该热异常可能是与太平洋的扩张和/或印度洋上 130~120 Ma活动的Kerguelen地幔柱活动 [35,117]，即Pangea超大陆的裂解有关. 该热异常的出现导致华北已经受改造的岩石圈地幔发生熔融，从而形成华北中生代广泛分布的钙碱性火山岩和相应的基性侵入体，由于熔体来源

的不同造成的地幔交代作用程度和组成的差异就使得不同地区熔融发生的时间不同和岩浆组成的差异，从而形成中生代岩浆活动的持续时间较长和岩浆组成存在时空不均匀性等特征[34]. 而此时由于岩石圈仍相对较厚从而不能导致软流圈发生大规模的熔融可能是中生代缺失大规模软流圈源玄武岩的重要原因. 同样的地温梯度下下伏的软流圈橄榄岩不熔而上覆的岩石圈地幔橄榄岩和辉石岩熔融，这暗示由橄榄岩-熔体相互作用所形成的当时的岩石圈地幔比软流圈橄榄岩更易熔，即挥发分含量更高. 因此，由橄榄岩-熔体相互作用形成的富集的岩石圈地幔橄榄岩可能比我们现在观察到的中生代岩石圈地幔组成更为“饱满”和易熔，说明橄榄岩-熔体相互作用程度很强，甚至形成一些与我们在郯庐断裂带新生代玄武岩中观察到的非常低$Mg^{\#}$的二辉橄榄岩、橄辉岩和辉石岩等类似的岩石组合(图 2). 而这些低$Mg^{\#}$的岩石圈地幔组分在中生代熔融过程中优先熔融而损失殆尽.

(iii) 减压，即岩石圈伸展作用. 岩石圈组成和热状态的改变和在热的作用下造成的伸展作用亦很重要. 华南板块以及蒙古和西伯利亚板块与华北板块碰撞后的应力松弛造成岩石圈的伸展和下地壳流变，不仅导致了华北众多的侏罗纪(和早白垩世)沉积盆地的形成和岩石圈机械减薄，而且导致和加剧了岩石圈地幔发生熔融，进而形成中生代岩石圈地幔源岩浆岩. 华北中生代亦出现少量的源自软流圈的岩浆活动，但这些岩浆活动仅局限于少数裂谷地区和深大断裂附近，如华北南缘早侏罗世铜石碱性岩[118]和山西境内早白垩世紫金山碱性环状杂岩[119]. 白垩纪以来太平洋板块向西俯冲造成的弧后扩张对华北岩石圈的伸展减薄和中国晚白垩世和新生代沉积盆地的形成亦至关重要[120]. 岩石圈伸展减薄和减压熔融的一个很好的实例：即我国的山东地区，早白垩世(130~110 Ma)该区岩石圈厚度为~100 km，但到晚白垩世(85~65 Ma)岩石圈厚度仅 65 km，而间隔的这段时间为岩浆活动静默期. 随后，晚白垩世玄武质岩浆活动出现在郯庐断裂带附近，如辽宁阜新碱锅[33,121]、山东莒南[41]、胶州大西庄[57]和青岛[87]. 这说明早侏罗-早白垩世岩石圈伸展造成的减压和区域热异常的升高造成的升温导致改造后的岩石圈地幔熔融，当岩石圈地幔中易熔组分被耗尽以后，岩石圈地幔熔融即停止[27]，而岩石圈伸展减薄仍旧继续，当岩石圈进一步减薄至近<80 km时，软流圈地幔开始熔融形成晚白垩世局部出现的软流圈源玄武岩. 岩石圈继续伸展减薄至 65 km时，导致软流圈物质的较大规模的部分熔融，形成老第三系及其以后的华北盆地(特别是渤海湾盆地)广泛分布的玄武岩. 玄武岩的上升并与岩石圈地幔橄榄岩的相互作用形成现今观察到的新生代玄武岩中低$Mg^{\#}$橄榄岩和辉石岩捕虏体组合.

因此，作者认为华北岩石圈的破坏和减薄是橄榄岩-熔体相互作用、区域地温升高和岩石圈伸展共同作用的联合结果.

4.2 俯冲-碰撞过程及其动力学模型

显然，根据以上分析，华北克拉通周边板块、尤其是华北南北缘陆块和/或洋块的俯冲-碰撞作用是华北岩石圈能够被破坏和减薄的原动力和驱动力. 俯冲的陆壳或洋壳熔融形成的熔体对华北岩石圈地幔的改造作用造成的地幔组成和热状态、物理性质的变化是克拉通型岩石圈能够被大规模的破坏和减薄的关键. 太平洋俯冲形成的弧后扩张进一步加剧了华北晚白垩-第三纪岩石圈的减薄. 华北东部显生宙岩石圈破坏、改造和减薄的俯冲碰撞-构造底垫动力学模型已发表[81]，在此不再赘述.

5 结论

(1) 华北克拉通岩石圈减薄前的确存在克拉通型岩石圈地幔，该克拉通型岩石圈地幔形成于太古代，且其石榴石相橄榄岩和尖晶石相橄榄岩是同时形成的.

(2) 华北克拉通东部特别是山东境内中生代、新生代岩石圈地幔为双层结构：上部为古老高$Mg^{\#}$橄榄岩残留，下部为晚白垩世以来新增生的低$Mg^{\#}$橄榄岩. 而且，靠近郯庐断裂带的地区比远离断裂带的地区残留高$Mg^{\#}$橄榄岩少，这说明郯庐断裂带在华北东部中、新生代岩石圈演化过程中起重要作用.

(3) 华北克拉通中部太行山地区新生代岩石圈地幔普遍受到过来自软流圈的玄武质熔体的改造作用，而且越靠近克拉通北缘改造的越强烈. 尖晶石二辉橄榄岩和辉石岩是古老岩石圈方辉橄榄岩被改造的产物.

(4) 华北克拉通岩石圈减薄后的岩石圈地幔组成的确具有“大洋型”岩石圈地幔特征，但该特征是由太古代克拉通型岩石圈地幔与多来源熔体反复作

用转变来的，而非真正意义上的大洋岩石圈地幔. 因此，新生代地幔橄榄岩捕虏体的 Re 亏损模式年龄(古元古-新生代)并不是岩石圈地幔的形成年龄，而是橄榄岩-熔体相互作用的混合结果.

(5) 华北克拉通的破坏和减薄过程是橄榄岩-多源熔体相互作用、区域热异常的升高和岩石圈伸展作用的联合结果. 克拉通周边板块的向内俯冲-碰撞作用是导致华北岩石圈被破坏的直接动力. 橄榄岩-熔体相互作用造成的岩石圈地幔组成和物理性质的转变是岩石圈能够被减薄的关键. 否则，岩石圈的伸展作用可能不会发生，而区域热异常的升高也不会造成现在观察到的大规模减薄.

致谢 本文是作者所在研究集体近年来工作的结晶，作者对该研究集体所有成员的努力工作表示衷心的感谢. 同时，感谢郑永飞教授邀请写这篇综述性文章，也感谢高山教授、郑建平教授、徐义刚研究员和评审人对本文提出的建设性意见.

参考文献

1 Jordan T H. The continental tectosphere. Rev Geophys Space Phys, 1975, 13: 1—12[doi]
2 Jordan T H. Structure and formation of the contiental lithosphere. In: Menzies M A, Cox K, eds. Oceanic and Continental Lithophere: Similarities and Differences. J Petrol, 1988, Special Lithosphere Issue: 11—37
3 Boyd F R, Gurney J J, Richardson S H. Evidence for a 150—200 km thick Archaean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry. Nature, 1985, 315: 387—389[doi]
4 Pollack H N. Cratonization and thermal evolution of the mantle. Earth Planet Sci Lett, 1986, 80: 175—182[doi]
5 Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental-crust—A lower crustal perspective. Rev Geophys, 1995, 33: 267—309[doi]
6 King S D. Archean cratons and mantle dynamics. Earth Planet Sci Lett, 2005, 234: 1—14[doi]
7 Richardson S H, Gurney J J, Erlank A J, et al. Origin of diamonds in old enriched mantle. Nature, 1984, 310: 198—202[doi]
8 Richardson S H, Erlank A J, Hart S R. Kimberlite-borne garnet peridotite xenoliths from old enriched subcontinental lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 1985, 75: 116—128[doi]
9 Pearson D G, Carlson R W, Shirey S B, et al. Stabilisation of Archaean lithospheric mantle: A Re-Os isotope study of peridotite xenoliths from the Kaapvaal craton. Earth Planet Sci Lett, 1995, 134: 341—357[doi]
10 Pearson D G, Shirey S B, Carlson R W, et al. Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope evidence for thick Archean lithospheric mantle beneath the Siberia craton modified by multi-stage metasomatism. Geochim Cosmochim Acta, 1995, 59: 959—977
11 Pearson D G. The age of continental roots. Lithos, 1999, 48: 171—194[doi]
12 Boyd F R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 1989, 96: 15—26[doi]
13 Boyd F R, Pokhilenko N P, Pearson D G, et al. Composition of the Siberian cratonic mantle: Evidence from Udachnaya peridotite xenoliths. Contrib Mineral Petrol, 1997, 128: 228—246[doi]
14 Fan W M, Menzies M A. Destruction of aged lower lithosphere and accretion of asthenosphere mantle beneath eastern China. Geotect Metal, 1992, 16: 171—180
15 Griffin W L, O'Reilly S Y, Ryan C G. Composition and thermal structure of the lithosphere beneath South Africa, Siberia and China: Proton microprobe studies. In: Abstract of International Symposium on Cenozoic volcanic rocks and deep-seated xenoliths of China and its environs, Beijing, 1992. 65—66
16 Griffin W L, Zhang A D, O'Reilly S Y, et al. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, et al, eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Amer Geophys Union Geodyn Ser, 1998, 27: 107—126
17 Menzies M A, Fan W M, Zhang M. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. In: Prichard H M, Alabaster T, Harris N B W, eds. Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol Soc London Spec Public, 1993, 76: 71—81[doi]
18 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆活化. 现代地质, 1994, 8: 349—356
19 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 等. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 1996. 110
20 Menzies M A, Xu Y G. Geodynamics of the North China Craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, et al, eds. Mantle Dynamics

and Plate Interactions in East Asia. Amer Geophys Union Geodyn Ser, 1998, 27: 155—165
21 Fan W M, Zhang H F, Baker J, et al. On and off the North China Craton: Where is the Archaean keel? J Petrol, 2000, 41: 933—950[doi]
22 Xu Y G. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath the Sino-Korean Craton in China: Evidence, timing and mechanism. Phys Chem Earth, 2001, 26: 747—757[doi]
23 Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Nature and evolution of Cenozoic lithospheric mantle beneath Shandong Peninsula, Sino-Korean craton, eastern China. Int Geol Rev, 1998, 40: 471—499
24 Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. Relict refractory mantle beneath the eastern North China block: Significance for lithosphere evolution. Lithos, 2001, 57: 43—66[doi]
25 Rudnick R L, Gao S, Ling W L, et al. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China Craton. Lithos, 2004, 77: 609—637[doi]
26 Xu Y G, Menzies M A, Vroon P, et al. Texture-temperature-geochemistry relationships in the upper mantle as revealed from spinel peridotite xenoliths from Wangqing, NE China. J Petrol, 1998, 39: 469—493[doi]
27 Xu Y G, Ma J L, Huang X L, et al. Early Cretaceous gabbroic complex from Yinan, Shandong Province: Petrogenesis and mantle domains beneath the North China Craton. Int J Earth Sci, 2004, 93: 1025—1041[doi]
28 郑建平. 中国东部地幔置换作用与中新生带岩石圈减薄. 武汉: 中国地质大学出版社, 1999. 126
29 Chen S, O'Reilly S Y, Zhou X, et al. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean craton, China: Evidence from xenoliths. Lithos, 2001, 56: 267—301[doi]
30 O'Reilly S Y, Griffin W L, Poudjom Y H, et al. Are lithosphere forever? Tracking changes in subcontinental lithospheric mantle through time. GSA Today, 2001, 11: 4—10[doi]
31 Gao S, Rudnick R, Carlson R W, et al. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China craton. Earth Planet Sci Lett, 2002, 198: 307—322[doi]
32 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: Evidence from major, trace element, and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. Contrib Mineral Petrol, 2002, 144: 241—253
33 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton: Evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites. Geochim Cosmochim Acta, 2003, 67: 4373—4387[doi]
34 Zhang H F, Sun M, Zhou M F, et al. Highly heterogeneous Late Mesozoic lithospheric mantle beneath the North China Craton: Evidence from Sr-Nd-Pb isotopic systematics of mafic igneous rocks. Geol Mag, 2004, 141: 55—62[doi]
35 Wilde S A, Zhou X H, Nemchin A A, et al. Mesozoic crust-mantle interaction beneath the North China craton: A consequence of the dispersal of Gondwanaland and accretion of Asia. Geology, 2003, 31: 817—820[doi]
36 Wu F Y, Walker R J, Ren X W, et al. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China. Chem Geol, 2003, 196: 107—129[doi]
37 Guo F, Fan W M, Wang Y J, et al. Geochemistry of late mesozoic mafic magmatism in west Shandong Province, eastern China: Characterizing the lost lithospheric mantle beneath the North China Block. Geochem J, 2003, 37(1): 63—77
38 Deng J F, Mo X X, Zhao H L, et al. A new model for the dynamic evolution of Chinese lithosphere: "Continental roots-plume tectonics". Earth Sci Rev, 2004, 65: 223—275[doi]
39 Chen B, Jahn B M, Zhai M G. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive complexes from the southern Taihang Orogen, North China Craton: Element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints. Contrib Mineral Petrol, 2004, 148: 489—501
40 Zhang H F. Transformation of lithospheric mantle through peridotite-melt reaction: A case of Sino-Korean craton. Earth Planet Sci Lett, 2005, 237: 768—780[doi]
41 Ying J F, Zhang H F, Kita N, et al. Nature and evolution of Late Cretaceous lithospheric mantle beneath the eastern North China Craton: Constraints from petrology and geochemistry of peridotitic xenoliths from Jünan, Shandong Province, China. Earth Planet Sci Lett, 2006, 244: 622—638[doi]
42 Chen L, Zheng T Y, Xu W W. A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration. J Geophy Res, 2006, 111: B09312, doi: 10.1029/2005JB003974[doi]
43 Lee C T, Yin Q, Rudnick R L, et al. Osmium isotopic evidence for Mesozoic removal of lithospheric mantle beneath the Sierra Nevada, California. Science, 2000, 289: 1912—1916[doi]
44 Riley T R, Leat P T, Kelley S P, et al. Thinning of the Antarctic Peninsula lithosphere through the Mesozoic: Evidence from Middle Jurassic basaltic lavas. Lithos, 2003, 67: 163—179[doi]
45 Bedini R M, Bodinier J L, Dautria J M, et al. Evolution of LILE-enriched small melt fractions in the lithospheric mantle: A case study

from the East African Rift. Earth Planet Sci Lett, 1997, 153: 67—83[doi]
46 Wen L X. Seismic evidence for a rapidly varying compositional anomaly at the base of the Earth's mantle beneath the Indian Ocean. Earth Planet Sci Lett, 2001, 194: 83—95[doi]
47 Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and *P-T* path constraints and tectonic evolution. Precambrian Res, 2001, 107: 45—73[doi]
48 Zhang A D, Xu D H, Xie X L, et al. The status and future of diamond exploration in China. In: Meyer H O A, Leonardos O H, eds. Proceedings of the 5th International Kimberlite Conference 2, Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration. Brasilia: CPRM, 1994. 269—264
49 冯阎, 张宏福, 周新华. 辽西发现金伯利岩. 地震地质, 2000, 22(增刊): 95—98
50 Dobbs P N, Duncan D J, Hu S, et al. The geology of the Mengyin kimberlites, Shandong, China. In: Meyer H O A, Leonardos O H, eds. Proceedings of the 5th International Kimberlite Conference 1. Diamonds: Characterization, Genesis and Exploration. Brasilia: CPRM, 1994. 106—115
51 张宏福, 杨岳衡. 华北克拉通东部含金刚石金伯利岩的侵位年龄和 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学特征. 岩石学报, 2007, 23: 285—294
52 Lu F X, Wang Y, Chen M H, et al. Geochemical characteristics and emplacement ages of the Mengyin kimberlites, Shandong Province, China. Int Geol Rev, 1998, 40: 998—1006[doi]
53 李秋立, 陈福坤, 王秀丽, 等, 超低本底化学流程和单颗粒云母 Rb-Sr 等时线定年. 科学通报, 2006, 51: 321—325
54 Griffin W L, O'Reilly S Y, Ryan C G. The composition and origin of sub-continental lithospheric mantle. In: Fei Y, Berta C M, Mysen B O, eds. Mantle Petrology: Field Observations and High-Pressure Experimentation. Houston: Geochemical Society, 1999. 13—46
55 池际尚, 路凤香, 赵崇贺, 等. 中国原生金刚石矿形成条件研究. 北京: 中国地质大学出版社, 1996. 146
56 郑建平, 路凤香. 胶辽半岛金伯利岩中地幔捕虏体岩石学特征: 古生代岩石圈地幔及其不均一性. 岩石学报, 1999, 15: 65—74
57 闫峻, 陈江峰, 谢智, 等. 鲁东晚白垩世玄武岩中的幔源捕虏体: 对中国东部岩石圈减薄时间制约的新证据. 科学通报, 2003, 48: 1570—1574
58 Zhang J, Zhang H F, Kita N, et al. Secular evolution of the lithospheric mantle beneath eastern North China Craton: Evidence from peridotitic xenoliths from Late Cretaceous mafic rocks in Jiaodong region, China. Int Geol Rev, 2009, doi: 10.1080/00206810903025090[doi]
59 Tang Y J, Zhang H F, Ying J F, et al. Refertilization of ancient lithospheric mantle beneath the central North China Craton: Evidence from petrology and geochemistry of peridotite xenoliths. Lithos, 2008, 101: 435—452[doi]
60 Zhang H F, Goldstein S, Zhou X H, et al. Evolution of subcontinental lithospheric mantle beneath eastern China: Re-Os isotopic evidence from mantle xenoliths in Paleozoic kimberlites and Mesozoic basalts. Contrib Mineral Petrol, 2008, 155: 271—293[doi]
61 Wu F Y, Walker R J, Yang Y H, et al. The chemical-temporal evolution of lithospheric mantle underlying the North China Craton. Geochim Cosmochim Acta, 2006, 70: 5013—5034[doi]
62 Menzies M A, Rogers N, Tindle A, et al. Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites: An effect of asthenosphere-lithosphere interaction. In: Menzies M A, Hawkesworth C J, eds. Mantle Metasomatism. London: Academic Press, 1987. 313—361
63 Pasteris J D, Boyd F R, Nixon P H. The ilmenite association at the Frank Smith Mine, Republic of South Africa. In: Boyd F R, Meyer H O A, eds. The Mantle Sample (Proceedings of the 2nd International Kimberlite Conference 2). Washington D C: American Geophysics Union, 1979. 265—278
64 Erlank A J, Waters F G, Hawkesworth C J, et al. Evidence for mantle metasomatism in peridotite nodules from the Kimberley Pipes, South Africa. In: Menzies M A, Hawkesworth C J, eds. Mantle Metasomatism. London: Academic Press, 1987. 221—311
65 Haggerty S E. Oxide mineralogy of the upper mantle. Rev Mineral, 1991, 25: 355—416
66 Haggerty S E. Superkimberlites——A geodynamic diamond window to the Earths core. Earth Planet Sci Lett, 1994, 122: 57—69[doi]
67 Dawson J B, Hill P G, Kinney P D. Mineral chemistry of a zircon-bearing, composite, veined and metasomatised upper-mantle peridotite xenolith from kimberlite. Contrib Mineral Petrol, 2001, 140: 720—733
68 Dawson J B, Smith J V. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite. Geochim Cosmochim Acta, 1977, 41: 309—323[doi]
69 Waters F G. A suggested origin of MARID xenoliths in kimberlites by high pressure crystallization of an ultrapotassic rock such as lamproite. Contrib Mineral Petrol, 1987, 95: 523—533[doi]
70 Harte B, Winterburn P A, Gurney J J. Metasomatic and enrichment phenomena in garnet peridotite facies mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite pipe, Lesotho. In: Menzies M A, Hawkesworth C J, eds. Mantle Metasomatism. London: Academic Press, 1987.

145—220
71 Dawson J B. Kimberlites and Their Xenoliths. Berlin: Springer-Verlag, 1980. 252
72 Nixon P H. Kimberlitic xenoliths and their cratonic setting. In: Nixon P H, ed. Mantle Xenoliths. New York: John Wiley, 1987. 215—239
73 池际尚. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究(附金伯利岩). 武汉: 中国地质大学出版社, 1988. 277
74 周湖云, 陆琦, 雷新荣, 等. 从上地幔相关的交代钛氧化物矿物研究看中国及南非金伯利岩地球化学性质的相似性. 地球科学, 1996, 21: 557—562
75 陆琦, 周湖云, 刘惠芳, 等. 上地幔交代氧化物及其相关矿物——金伯利岩中复杂氧化物的相互关系及地幔交代作用探讨. 矿物学报, 1998, 18: 483—495
76 Wyllie P J. Transfer of subcratonic carbon into kimberlites and rare earth carbonatites. In: Mysen B O, ed. Magmatic Process: Physicochemical Principles. Geochem Soc Spec Pub, 1987, 1: 107—119
77 Wyllie P J. Experimental petrology of upper mantle materials, processes and products. Invited Lectures, International Symposium on Physics and Chemistry of the Upper Mantle. Sao Paulo, Brazil, 1994. 167—225
78 邱检生, 徐夕生, 罗清华. 鲁西富钾火山岩和煌斑岩的 ^{40}Ar-^{39}Ar 定年及源区示踪. 科学通报, 2001, 46: 1500—1508
79 Ying J F, Zhou X H, Zhang H F. The geochemical variations of mid-Cretaceous lavas across western Shandong Province, China and their tectonic implications. Int J Earth Sci, 2006, 95: 68—79[doi]
80 Ying J F, Zhou X H, Zhang H F. Geochemical and isotopic investigation of the Laiwu-Zibo carbonatites from western Shandong Province, China and implications for their petrogenesis and enriched mantle source. Lithos, 2004, 75: 413—426[doi]
81 张宏福, 周新华, 范蔚茗, 等. 华北东南部中生代岩石圈地幔性质、组成、富集过程及其形成机理. 岩石学报, 2005, 21: 1271—1280
82 Gao S, Rudnick R L, Xu W L, et al. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China craton. Earth Planet Sci Lett, 2008, 270: 41—53[doi]
83 Liu Y S, Gao S, Kelemen P B, et al. Recycled lower continental crust controls contrasting source compositions of Mesozoic and Cenozoic basalts in Eastern China. Geochim Cosmochim Acta, 2008, 72: 2349—2376[doi]
84 Xu W L, Hergt J M, Gao S, et al. Interaction of adakitic melt-peridotite: Implications for the high-$Mg^{\#}$ signature of Mesozoic adakitic rocks in the eastern North China Craton. Earth Planet Sci Lett, 2008, 265: 123—137[doi]
85 Zhang H F, Ying J F, Shimoda G, et al. Importance of melt circulation and crust-mantle interaction in the lithospheric evolution beneath the North China Craton: Evidence from Mesozoic basalt-borne clinopyroxene xenocrysts and pyroxenite xenoliths. Lithos, 2007, 96: 67—89[doi]
86 Zhang H F, Nakamura E, Kobayashi K, et al. Transformation of subcontinental lithospheric mantle through deformation-enhanced peridotite-melt reaction: Evidence from a highly fertile mantle xenolith from the North China craton. Int Geol Rev, 2007, 49: 658—679[doi]
87 Zhang J, Zhang H F, Ying J F, et al. Contribution of subducted Pacific slab to Late Cretaceous mafic magmatism in Qingdao region, China: A petrological record. Island Arc, 2008, 17: 231—241[doi]
88 Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: Peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis. Geochim Cosmochim Acta, 2007, 71: 5203—5225[doi]
89 张瑾, 张宏福. 青岛地区晚白垩世基性脉岩中麻粒岩捕虏体的成分特征及其温压条件. 岩石学报, 2007, 23: 1133—1140
90 张宏福, 英基丰, 汤艳杰, 等. 华北东部中、新生代岩石圈地幔的不均一性: 来自橄榄石的组成填图结果. 岩石学报, 2006, 22: 2279—2288
91 Zhang H F, Sun M. Geochemistry of Mesozoic basalts and mafic dikes in southeastern North China craton, and tectonic implication. Int Geol Rev, 2002, 44: 370—382[doi]
92 Xu X S, O'Reilly S Y, Griffin W L, et al. The nature of the Cenozoic lithosphere at Nüshan, Eastern China. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, et al, eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in Eastern Asia. Amer Geophys Union Geodyn Ser, 1998, 27: 167—195
93 鄂莫岚, 赵大升. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京: 科学出版社, 1987. 490
94 刘若新, 陈文奇, 孙建中, 等. 中国新生代火山岩的 K-Ar 年代与构造环境. 刘若新, 主编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社, 1992. 1—43
95 Tang Y J, Zhang H F, Ying J F. Asthenosphere-lithospheric mantle interaction in an extensional regime: Implication from the geochemistry of Cenozoic basalts from Taihang Mountains, North China Craton. Chem Geol, 2006, 233: 309—327[doi]
96 肖燕, 张宏福, 范蔚茗. 华北晚中生代和新生代玄武岩中单斜辉石巨晶来源及其对寄主岩岩浆过程的制约: 以苫南和鹤壁

为例. 岩石学报, 2008, 24: 65—76
97 Rudnick R L, McDonough W F, Orpin A. Northern Tanzanian peridotite xenoliths: A comparison with Kaapvaal peridotites and inferences on metasomatic interactions. In: Meyer H O A, Leonardos O H, eds. Kimberlite, Related Rocks and Mantle Xenoliths, Proceeding of the 5th International Kimberlite Conference 1. Brasilia: CPRM, 1994. 336—353
98 Lee C T, Rudnick R L. Compositionally stratified cratonic lithosphere: Petrology and geochemistry of peridotite xenoliths from the Labait volcano, Tanzania. In: Gurney J J, Gurney J L, Pascoe M D, eds. Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference l, Red Roof Design, Cape Town, 1999. 503—521
99 Song Y, Frey F A. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, eastern China: Implications for subcontinental mantle heterogeneity. Geochim Cosmochim Acta, 1989, 53: 97—113[doi]
100 Zhang H F, Goldstein S L, Zhou X H, et al. Comprehensive refertilization of lithospheric mantle beneath the North China Craton: Further Os-Sr-Nd isotopic constraints. J Geol Soc, London, 2009, 166: 249—259
101 McDonough W F, Sun S S. The composition of the earth. Chem Geol, 1995, 120: 223—253[doi]
102 Becker H, Shirey S B, Carlson R W. Effects of melt percolation on the Re-Os systematics of peridotites from a Paleozoic convergent plate margin. Earth Planet Sci Lett, 2001, 188: 107—121[doi]
103 Morgan J W. Ultramafic xenoliths: clues to Earth's late accretionary history. J Geophy Res, 1986, 91: 12375—12387[doi]
104 Reisberg L, Lorand J P. Longevity of sub-continental mantle lithosphere from osmium isotope systematics in orogenic peridotite massifs. Nature, 1995, 376: 159—162[doi]
105 Handler M R, Bennett V C, Esat T M. The persistence of off-cratonic lithospheric mantle: Os isotopic systematics of variably metasomatised southeast Australian xenoliths. Earth Planet Sci Lett, 1997, 151: 61—75[doi]
106 郑建平, 余淳梅, 路凤香, 等. 华北东部大陆地幔橄榄岩组成、年龄与岩石圈减薄. 地学前缘, 2007, 14: 87—97
107 Xu X S, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. Re-Os isotopes of sulfides in mantle xenoliths from eastern China: Progressive modification of lithospheric mantle. Lithos, 2008, 102: 43—64[doi]
108 Xu Y G. Evidence for crustal components in the mantle and constraints on crustal recycling mechanisms: Pyroxenite xenoliths from Hannuoba, North China. Chem Geol, 2002, 182: 301—322[doi]
109 Tang Y J, Zhang H F, Nakamura E, et al. Lithium isotopic systematics of peridotite xenoliths from Hannuoba, North China Craton: Implications for melt-rock interaction in the considerably thinned lithospheric mantle. Geochim Cosmochim Acta, 2007, 71: 4327—4341[doi]
110 张宏福. 橄榄岩-熔体相互作用过程中 Re-Os 体系的变化趋势: 对华北新生代地幔橄榄岩 Re-Os 年龄含义的启示. 岩石学报, 2008, 24: 2457—2467
111 汤艳杰, 张宏福, 英基丰. 太行山中段新生代玄武岩中高镁橄榄石捕虏晶: 残留古老岩石圈地幔样品. 岩石学报, 2004, 20: 1243—1252
112 赵新苗, 张宏福, 朱祥坤, 等. 华北中、新生代岩石圈地幔的交代作用: 含金云母地幔岩提供的证据. 岩石学报, 2007, 23: 1281—1293
113 汤艳杰, 张宏福, 英基丰, 等. 太行山地区中、新生代玄武质岩浆的源区特征与时空演化. 岩石学报, 2006, 22: 1657—1664
114 Xu Y G, Blusztajn J, Ma J L. Late Archean to Early Proterozoic lithospheric mantle beneath the western North China craton: Sr-Nd-Os isotopes of peridotite xenoliths from Yangyuan and Fansi. Lithos, 2008, 102: 25—42[doi]
115 樊祺诚, 刘若新. 上地幔尖晶石-石榴石复合橄榄岩与相转变研究. 见: 中国矿物岩石地球化学学会地幔矿物岩石地球化学专业委员会. 中国上地幔特征与动力学论文集. 北京: 地震出版社, 1990. 72—82
116 苏本勋, 张宏福, 王巧云, 等. 中国东部及西秦岭地区新生代岩石圈地幔中的相转变带及其温压条件. 岩石学报, 2007, 23: 1313—1320
117 Coffin M F, Pringle M S, Duncan R A, et al. Kerguelen hotspot magma output since 130 Ma. J Petrol, 2002, 43: 1121—1139[doi]
118 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Geochemical constraints on the origin of Mesozoic alkaline intrusive complexes from the North China Craton and tectonic implications. Lithos, 2005, 81: 297—317[doi]
119 Ying J, Zhang H, Sun M, et al. Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province, western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime. Lithos, 2007, 98: 45—66[doi]
120 Ren J, Tamaki K, Li S, et al. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas. Tectonophysics, 2002, 344: 175—205[doi]
121 Zhu R X, Lo C H, Shi R P, et al. Is there a precursor to the Cretaceous normal superchron? New paleointensity and age determination from Liaoning Province, northeastern China. Phys Earth Planet Inter, 2004, 147: 117—126[doi]